

Е. Ф. МАЛЕЕВ

ВулканиТЫ

Е. Ф. МАЛЕЕВ

ВУЛКАНИТЫ

СПРАВОЧНИК

3304



МОСКВА «НЕДРА» 1980



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

Приводятся новейшие классификации вулканических пород: эффузивных, вулканокластических и вулканогенно-осадочных, апробированные Межведомственной терминологической комиссией при Отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР. В соответствии с классификациями дано описание типов вулканитов, их структур и текстур. В разделе генетических типов вулканитов приведены оригинальные классификации: лавовых потоков, куполов, пирокластических потоков, кластолав, лахаров и др., а при описании горных пород и генетических типов привлечен большой фактический материал, собранный автором в областях активного и древнего вулканизма. В работе значительное внимание уделено критериям диагностики генетических типов вулканов, что позволяет широкому кругу геологов, работающих в вулканических областях, проводить палеовулканонологические реконструкции.

Для вулканологов, палеовулканоологов, геологов, а также для студентов геологических специальностей вузов.

Табл. 14, ил. 76, список лит.— 183 назв.

Рецензент чл.-кор. АН СССР Е. Е. Милановский.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вулканические формации, как правило, состоят из эффузивов, экструзивов, вулканокластических образований и вулканогенно-осадочных пород, объединяемых общим термином «вулканиты». Наряду с вулканитами, в том или ином количестве, в состав вулканических формаций входят нормально-осадочные породы. Различные количественные и качественные сочетания пород, слагающих вулканические формации, создают их разнообразие. Для комплексного изучения вулканических формаций необходимо знать особенности слагающих их разнообразных горных пород: разновидности пород, текстурные и структурные особенности, генетические типы этих образований, условия залегания и формирования, с тем чтобы в древних толщах можно было осуществлять реконструкции вулканических построек и устанавливать закономерности размещения и формирования месторождений полезных ископаемых, образующих вулканитами. В предлагаемой работе излагаются вопросы петрографии и литологии вулканитов и их генетические типы; основное внимание уделено вулканокластическим образованиям как наиболее сложным и разнообразным. Эффузивные породы достаточно подробно описывались в классических работах Г. Розенбуша, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Н. Заварицкого и др. Вулканогенно-осадочные породы рассматривались у нас многими авторами: Н. М. Страховым, Л. В. Пустоваловым, Л. Б. Рухиным, Г. С. Дзоцецидзе, И. В. Хворовой и др. Вулканокластическим породам уделялось гораздо меньше внимания, а за рубежом еще дискутируются основные вопросы их систематики и терминологии.

Детальные литологические и петрографические исследования осадочных и вулканических формаций в 60- и 70-х годах нашего столетия показали, что вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы играют весьма значительную роль в строении земной коры. Поскольку мощные залежи игнимбритов, кластолавы и лавокластиты принимались за эффузивные породы, а вулканогенно-осадочные породы за нормально-осадочные, общее количество вулканокластических пород обычно занижалось. Новейшие исследования показали, что мощные толщи, сформированные на материках, в океанах и зонах взаимоперехода от архея до голоцена, в основном состоят из вулканогенных образований. Примером могут служить современные вулканические области, где извержения вулканов поставляют огромные количества ювенильного материала, вовлекаемого в формирование вулканитов.

В процессе проявления каждого типа вулканизма формируется определенное количество тех или иных разновидностей вулканитов. Океанский вулканизм, например, характеризуется мощными излияниями лав. Вулканокластических пород при этом образуется всего лишь около 3%. Вулканогенные обломочные породы в подвижных геосинклинальных системах слагают мощные структурно-фациальные зоны. В подводных условиях и наземных оротических поясах они резко преобладают над эффузивными породами. Платформенный вулканизм наряду с мощными толщами лавовых покровов дает колоссальное количество вулканокластического материала, причем судя по крупности обломков, тончайшая пыль уносится за пределы платформы. При поостороженном вулканизме формируется всего лишь около 10% вулканокластических пород от общего количества вулканитов.

Вулканокластические породы состоят преимущественно из неустойчивых компонентов, таких как вулканическое стекло и обломки витрофировых эффузивных пород. Кроме того, обломочный материал обладает пористостью. Все это способствует разложению вулканокластического материала, что затрудняет его диагностику в древних отложениях. Поэтому многие толщи или отдельные пласты вулканитов и теперь принимаются за осадочные, метаморфические или изверженные породы, тем самым в какой-то мере умалется значение вулканогенных обломочных пород в строении литосферы. Кроме того, мелкообломочный материал, разлагаясь, превращается в глины или

перерабатывается микроорганизмами (диатомовые, радиолярии) и тем самым исключается из баланса вулканического вещества.

Изучение вулканитов имеет большое значение для восстановления истории развития земной коры и особенно вулканизма. Если эти породы входят в состав немых осадочных толщ, они позволяют определять возраст последних и коррелировать отдельные горизонты. В зависимости от типов вулканизма, состава исходного материала, типов извержений и от условий формирования вулканогенных толщ образуются те или иные месторождения полезных ископаемых. Сами вулканические образования также являются полезными ископаемыми, например пемза, туф, игнимбрит, шлак, вулканический песок или продукты их изменения: каолин, алунит, бентонитовая глина, минеральные краски и др. Эффузивные породы в течение тысячелетий употреблялись в качестве бутового и стенового материала, а впоследствии нашли применение в качестве облицовочного камня, брусчатки, щебенки и т. п.

С вулканитами связаны различные полезные ископаемые: железо, марганец, полиметаллы, фосфор, редкие элементы, золото и различные нерудные ископаемые. Для определения закономерностей размещения и формирования полезных ископаемых в первую очередь необходимо знать закономерности образования вулканитов.

Следовательно, изучение вулканитов необходимо для реконструкции вулканических сооружений, составления прогнозных карт, расшифровки генезиса месторождений полезных ископаемых. Они изучаются так же, как водоносные и водоупорные горизонты, коллекторы нефти и газа и основания под фундаменты.

Выше отмечено, что вулканокластические горные породы более разнообразны, чем остальные вулканиты. Они отличаются по генезису, составу, текстуре и структурам. Вулканокластические породы образуют большой и сложный класс пород, который вполне законно рассматривается как самостоятельный рядряду с изверженными, осадочными и метаморфическими породами. Вместе с тем они еще продолжают интенсивно изучаться, и до сих пор среди них выделяются новые группы пород: гналокластиты, лавокластиты и др. В общей классификации горных пород вулканокластические породы долгое время не имели определенного места. Одни авторы относили их к изверженным породам, другие — к осадочным. Генезис их специфичен. В одних случаях вулканокластические породы хотя и формируются в поверхностных условиях, но под влиянием эндогенных процессов, как, например, агглютинаты, игнимбриты, кластолавы; в других (туффиты аллохтонного происхождения, гналокластиты и др.), их образование в значительной степени зависит от экзогенных факторов и только сам пирокластический материал имеет эндогенное происхождение. В соответствии с изложенным, вулканокластические породы мной еще в 1946 г. выделены в самостоятельную группу, что до сих пор никем не оспаривалось. Н. М. Страхов [118], давший глубокий анализ типа седиментогенеза, пришел к выводу, что эффузивно-осадочный тип как бы вклинивается в климатические типы: ледовый, гумидный и аридный и тем самым обособляется на общем фоне формирования осадочных пород. Следует добавить, что вулканогенно-осадочный литогенез также отличается и от осадочного.

Петрографо-литологические задачи, возникающие при изучении вулканогенно-обломочных и осадочных пород, несколько расходятся. Кроме вопросов определения источника материала, условий транспортировки, обработки материала, седиментации и диагенеза, важных для обеих групп, при изучении вулканогенных обломочных пород приходится решать специфические задачи: установление типов вулканизма, центров и типов извержений, дифференциации магмы и др.

Условия литогенеза вулканитов резко отличаются от условий литогенеза осадочных пород. Вулканогенные обломочные породы обладают большим разнообразием, зависящим от разнотипности состава ювенильного вулканокластического материала (отложения направленного взрыва, пирокластические потоки, лахары), ускоренной обработки и сортировки пирокластического материала, типов примесей к ювенильному материалу, своеобразия фациальных

условий формирования вулканогенных толщ и быстрой литификации и метафорфизма вулканических пород.

Эффузивные породы, формируясь в поверхностных условиях в субэвальной и субквальной среде, приобретают более сложные текстурные и структурные особенности, чем интрузивные, что и отличает их от последних.

Вулканыты изучались автором в процессе разведки месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения, геологического картирования разных масштабов и специальных тематических вулканологических исследований. Для решения практических задач разрабатывалась и совершенствовалась классификация вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, уточнялась их терминология, разрабатывались критерии диагностики генетических типов вулканытов, методика картирования и закономерности образования вулканических формаций.

Благодаря тому, что вулканыты изучались в различных геоструктурных обстановках, обусловленных проявлением различного типа вулканизма (геосинклинального, орогенного, посторогенного и платформенного) в широком возрастном диапазоне и в различных регионах Советского Союза и некоторых зарубежных районах, появилась возможность на основании большого фактического материала дать универсальные классификации пород, охарактеризовать фации и генетические типы различных продуктов вулканизма.

Исследования современных вулканических формаций позволили в процессе их образования проследить закономерности формирования различных наземных генетических типов вулканытов, а изучение вулканытов в разрушенных вулканических постройках на Камчатке, Курильских островах, в молодых и древних вулканических областях дало возможность определять закономерности пространственного размещения вулканического материала, слагающего генетические типы вулканытов.

Наиболее полный материал собран на Камчатке, Курильских островах, в Приморском и Хабаровском краях и Карпатах. Кроме того, автор посетил некоторые районы Средней Азии, Сибирской платформы, Закавказья, Крыма, Волыни, Карелии, Урала, а также Чехословакии, Румынии, Капарских островов. В монографии учтены многочисленные публикации советских и зарубежных авторов по вулканогенным образованиям.

В последние годы у нас и за рубежом проведен ряд вулканологических и палеовулканологических совещаний, симпозиумов, конференций и семинаров, где обсуждались вопросы классификации вулканытов, фаций и генетических типов вулканытов, закономерности формирования вулканических формаций, методики их изучения и картирования.

Выражаю глубокую благодарность Е. Е. Милановскому, просмотревшему работу в рукописи и сделавшему ряд ценных замечаний, а также Л. Ф. Акимовой и В. А. Подтабачному, принимавшим участие в оформлении книги.

ТЕРМИНОЛОГИЯ ВУЛКАНИТОВ

В терминологии эффузивных пород наиболее дискуссионный вопрос о единой или двойной терминологии для кайнотипных и палеотипных пород. Прежде эффузивные породы разделялись на кайнотипные: трахиты, липариты, дациты, андезиты, базальты и палеотипные — кератофиты, кварцевые порфиры, порфириты, диабазы, мелафиты и др. Позднее А. Н. Заварицким [45] для палеотипных пород были предложены двойные термины: базальтовые и диабазовые порфириты, андезито-базальтовые порфириты, андезитовые порфириты, дацитовые порфиры и др. Они как бы образовывали мост между кайнотипными и палеотипными породами. С 50-х годов многие авторы рекомендовали единую терминологию — кайнотипную, поскольку признаки палеотипности возникают чаще вследствие метаморфизма. В молодых геосинклинальных областях, в особенности там, где породы подвергаются слабым гидротермальным процессам, можно наблюдать вулканы, обладающие палеотипным обликом (зеленокаменное перерождение), в то время как в докембрийских платформенных регионах лавы иногда сохраняют кайнотипный облик. Так, например, докембрийские базальты Волыни совершенно не имеют следов метаморфизма и часто сохраняют в основной массе не измененное стекло.

В 1972 г. Терминологическая комиссия Межведомственного петрографического комитета приняла решение о переходе на единую кайнотипную номенклатуру эффузивных пород. Вопросы классификации и терминологии эффузивных горных пород более детально рассматриваются в следующем разделе.

В Советском Союзе дискуссия по терминологии вулканогенных обломочных горных пород, начатая в конце 30-х годов XX века, помогла уточнить многие понятия, вкладываемые в те или иные термины. В 70-х годах такая дискуссия начала проводиться за рубежом в связи с разработкой международной классификации горных пород, в которой советские ученые принимают активное участие.

В 50-х годах в СССР развернулись геосъемочные, поисковые, разведочные и тематические работы в вулканических областях в связи с определившейся перспективностью вулканических формаций на целый ряд полезных ископаемых. Это привело к тому, что авторы, описывающие вулканические формации, были вынуждены вводить специальную главу, поясняющую терминологию вулканитов, и часто предлагать свои классификации. Большую положительную роль для уточнения терминологии и классификации вулканитов сыграли всесоюзные вулканологические совещания и симпозиумы, семинары по вулканогенно-осадочным породам и палеовулканологические конференции. Решающее влияние на уточнение терминологии оказала опубликованная в 1962 г. «Классификация вулканогенных обломочных горных пород», подготовленная Межведомственной комиссией по терминологии вулканитов. В классификации были оставлены лишь наиболее укоренившиеся и рациональные термины, проверенные многочисленными и разнообразными геологическими работами. Вместе с тем в применении тех или иных терминов для вулканитов есть еще и теперь разногласия, особенно их много за рубежом. Это побуждает еще и теперь рассматривать основные термины вулканитов.

В терминологии вулканитов есть вопросы, не вызывающие споров, и вопросы дискуссионные. Причем дискуссия ведется преимущественно с зарубежными авторами. К первым относятся разделение вулканитов по вещественному составу, характеру обломков (агрегатному состоянию) и крупности материала. Однако, убедившись в необходимости разделения вулканогенных обломочных пород по крупности материала, различные авторы для одних и тех же разновидностей пород применяют различные границы крупности материала. Некоторые авторы в СССР и многие за рубежом относят к туфам только мелкообломочные разновидности, а грубообломочные — к брекчиям. Все согласны с тем, что следует выделять наряду с туфами и туффиты вул-

канокластические породы, содержащие примесь осадочного материала. Но в отношении того, с каким количеством примесей считать породу туфзитом, имеются и до сих пор противоречивые мнения, в особенности за рубежом. Кроме того, прежде в эти термины вкладывалось не петрографическое, а генетическое содержание. Под туфзитами подразумевались не осадочно-пирокластические породы, а чисто пирокластические (без примесей), но сформировавшиеся в водных условиях в отличие от туфов, которым приписывалось только наземное происхождение, а иногда и только автохтонное (не перетолженные). Большую дискуссию в свое время вызывали недостаточно изученные образования — туфолавы (кластолавы) и спекшиеся туфы (игнимбриты). Иногда эти термины рассматривались как синонимы, и породам, обозначенным как туфолавы или игнимбриты приписывалось одними авторами лавовое происхождение, а другими — пирокластическое. Поскольку вулканокластические породы занимают промежуточное положение между эффузивными и осадочными, возникали споры относительно границ этих пород. В 50-х и 70-х годах появились новые термины и понятия: гиадокластиты, тефронды, псевдоигнимбриты, псевдоагглютинаты. Сужено понятие вулканотерригенных пород [87, 88]. Все это вызывает необходимость в кратком определении основных терминов.

Ниже в алфавитном порядке рассмотрены основные термины вулканитов, без уточнения содержания понятий которых было бы трудно ориентироваться в излагаемом материале. Для каждого из терминов четко и ясно определено вкладываемое в него содержание и уточнено, насколько он укоренился в литературе.

Агглютинат — термин введен Г. В. Тиррелем [122] для спекшихся в сплошную массу шлаковых пород. Образование агглютинатов наблюдалось во время стромболианских и гавайских извержений на многих вулканах Камчатки, Курильских островов и в активных вулканических областях за рубежом. Выбрасываемые из вулкана полужидкие куски основной лавы при накоплении сплавляются в пористую массу. По сути, это разновидность спекшегося туфа. В отличие от игнимбритов, занимающих обширные площади, развитие агглютинатов ограничивается прикратерными участками.

Брекчиевая лава, или лавобрекчия, — представляет собой обломочную породу лавового происхождения, в которой обломки лавы сцементированы лавой того же состава и одного с ними извержения. Брекчиевая лава является промежуточной породой между лавами и вулканокластическими породами. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [69] эти породы называет первичными брекчиями, вулканическими брекчиями или брекчиями расщепления, С. Г. Рейнольдс [169] — поточными лавами, а А. Лякруа [152] — брекчиями излияния. Термин «брекчиевая лава», или «лавобрекчия», применяемый советскими геологами, наиболее точно определяет описываемую породу. Она образуется в верхних краевых или конечных частях лавовых потоков, апикальных и краевых частях куполов.

Вулканиды — термин, в содержание которого вкладывались различные понятия. Этим термином Шеерер в 1864 г. назвал изверженные породы, наиболее бедные кремнеземом (авгитовый порфир, базальт). Рейне и др. этим термином обозначали эффузивные породы в противоположность интрузивным. Хоббс в 1893 г. вулканитом назвал не породу, а корку на бомбах, состоящую из лемзы, выброшенной во время извержения вулкана Вулкано в апреле 1889 г. [70].

В настоящее время этот термин получил весьма широкое распространение у нас и за рубежом для характеристики продуктов вулканизма: эффузивных, вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород независимо от их химического состава.

Вулканогенные отложения — общий термин для обозначения вулканогенных толщ, горизонтов, свит, состоящих из вулканокластических пород, переслаивающихся с лавами.

Вулканокластические породы — термин предложен В. И. Влодавцем [23] и одновременно независимо от него автором [77]. Этим термином определяются вулканические горные породы обломочной структуры, состоя-

щие полностью или существенно из эффузивного или пирокластического материала, рыхлого, сцементированного лавой, спекившегося или сцементированного гидрокимически, иногда с примесью осадочного или чуждого материала в количестве менее 50%. Необходимость введения данного термина обусловлена тем, что в термин «пирокластические породы» стали вкладывать понятие более широкое, не соответствующее его первоначальному смыслу. К нему относили материал направленного взрыва постройки вулкана, резургентный материал, породы трубок взрыва и др.

Вулканогенно-осадочные породы — сложный комплекс пород, состоящий из трех групп: вулканокласто-осадочных, вулканотерригенных и тефрондов.

Вулканокласто-осадочные породы (или паратуфиты) представляют собой осадочные породы с примесью вулканокластического материала в количестве до 50% — это туфопесчаники, туфокоагломераты и др.

Вулканотерригенные породы. Межведомственная комиссия по классификации [56] рекомендовала именовать вулканотерригенными породами образования, возникшие за счет разрушения и обработки литифицированных вулканитов (туфов, лав). Для обозначения отдельных разновидностей вулканотерригенных пород предлагалось употреблять прилагательное «вулканомиктовый»; например, «вулканомиктовый песчаник», «вулканомиктовый конгломерат». Впоследствии было установлено [82], что наряду с породами, образованными за счет разрушения литифицированных вулканитов, существуют породы, образованные за счет нелитифицированного вулканокластического материала, названные тефрондами. Причем они пользуются более широким распространением, чем вулканотерригенные породы, и образовались в период проявления вулканизма, т. е. синхронны извержениям, в то время как вулканотерригенные породы не синхронны извержениям. Таким образом, среди вулканогенно-осадочных пород появилась новая группа — тефронды, а разновидности вулканотерригенных пород решено именовать вулканотерригенными песчаниками, вулканотерригенными конгломератами и т. п.

Вулканотерригенные породы образуются в результате разрушения литифицированных вулканокластических пород и лав, последующей обработки и сортировки обломочного материала. По крупности материала они подразделяются как и осадочные (обломочные) породы (вулканотерригенные песчаники, гравелиты, конгломераты и т. п.). Петрографические отличия вулканотерригенных пород от тефрондов рассмотрены ниже.

Гиалокластит. Термин предложен А. Ритманом [112] в 1956 г. и очень быстро получил широкое распространение. Гиалокластиты — вулканокластические витрофировые горные породы, образующиеся в результате взрывного дробления и специфической закалки продуктов подводных излияний и эксплозий, преимущественно основных лав. Гиалокластиты широко развиты в областях проявления океанского и геосинклиального вулканизма. В орогенических областях они формируются в прибрежных зонах на ограниченных участках. К. Г. Шириня [130] описал редкий случай образования гиалокластитов из кислых лав в озерных условиях. Разделение гиалокластитов проводится только по крупности материала — от псаммитовых и, возможно, алевритовых до агломератовых разностей. Они могут иметь пирокластическую и лавовую природу.

Игнимбрит — термин введен П. Маршаллом [158] для горных пород, образовавшихся из раскаленного обломочного материала, выброшенного вулканом и впоследствии сваренного или спекившегося. Вопрос генезиса игнимбритов широко дискутировался в 50-х и 60-х годах. Предполагалось образование их в результате раскаленного «дождя» обломков, палящих туч, лавового происхождения, пирокластических потоков наземных и подводных и даже диagenеза пеплового материала. В настоящее время считается доказанным, что образование игнимбритов обусловлено извержением пирокластических потоков кислого и среднего состава с температурами более 600° и последующего сваривания или спекания обломочного материала в монолитную массу. Степень спекания материала пирокластических потоков может быть различной — от слабого без деформации обломков (тогда образуются спекшиеся туфы) до

полного переплавления (растворения) обломков и образования игниспумитов. Для игнибритов характерно сваривание обломочного материала в монолитную массу, в которой определяется обломочная структура и присутствие небольших линзовидных тел стекла, напоминающие по форме в вертикальном разрезе языки пламени свечи и поэтому получившие итальянское название «фьямме». Фьямме образуется в результате переплавления обломков пемзы, плотных пород или выплавок мелкообломочного стекла. Другие точки зрения о лавовом происхождении игнибритов рассмотрены ниже.

Игниспумит — Г. Папто [167] предложил называть игниспумитом сваренную породу, связанную с формированием пирокластических потоков, в которых обломочный материал в момент образования породы был представлен не твердыми обломками, а расплавленными. Причем границу между игниспумитами и поточным туфом Г. Папто провел по агрегатному состоянию дисперсионной среды: по газовой фазе для поточных туфов и по жидкой (флюидальной) для игниспумитов. У нас нет данных, чтобы судить об условиях формирования игнибритов и игниспумитов, так как в настоящее время в природе не было примеров типичного их образования. Однако петрографически, по описанию Г. Папто, игниспумиты представляют собой весьма сильно сваренные игнибриты, когда в результате сплавления обломочного материала порода приобретает лавовые текстуры и структуры.

Кластолава — термин предложен автором [77] и быстро получил распространение. Кластолава — это порода, состоящая из обломков ранее застывшей лавы, сцементированной лавой же, но отличающейся от обломков по составу, структуре, текстуре или цвету.

Термины кластолава и лавокластит соответствуют вкладываемым в них понятиям. Кластолава имеет лавовую природу, а приставка «класто» указывает на примесь кластического материала. Лавокластит — обломочная порода, что и положено в корень термина. Приставка «лаво» указывает, что обломочный материал лавовый.

Ксеиотуф — термин предложен автором [77] для сложных вулканокластических пород, содержащих примесь обломков фундамента вулкана до 50%. Термин получил широкое применение.

Во время извержения, в особенности в начальной стадии жизни вулкана и при катастрофических извержениях, вулкан кроме продуктов магмы выбрасывает материал своего фундамента: обломки осадочных метаморфических и изверженных пород. Для обозначения этого материала предлагались различные термины: Г. Джонстон-Левис назвал его случайными продуктами извержения чуждого состава; Ф. Вольф [182] — резургентным аллотигенным; Х. Рекк — экзогенным (случайным); А. Лякруа [152] — эпилогенным и палеогенным; Ч. Винтворт и Х. Вильямс [179] — аксессуарным; А. Н. Заварицкий [45] — эруптивным; М. А. Лурье и С. В. Обручев [71] — взрывным. Г. В. Тиррель [122] разделяет обломочный материал в зависимости от его происхождения на следующие группы: 1) родственные обломки, образовавшиеся в результате раздробления свежей раскаленной лавы; 2) аксессуарные родственные обломки, состоящие из ранее затвердевшей лавы (лавовая пробка); 3) плутоические родственные обломки, образовавшиеся за счет раскристаллизованных лав корней вулканов; 4) случайные обломки, образовавшиеся в результате дробления горных пород фундамента вулкана (осадочные, метаморфические, изверженные); 5) интрателлурические обломки, состоящие из материала самых глубоких слоев земной коры, слагающие обычно трубки взрыва. Первые три группы Г. В. Тиррель объединяет под общим названием «родственные обломки», в отличие от обломков четвертой группы — «случайных». Для пород, содержащих примесь чуждого материала, а иногда и полностью состоящих из выброшенных обломков известняка, С. Г. Рейнольдс [169] предложил название «взрывная брекчия».

В советской литературе для обозначения обломков четвертой группы Г. В. Тирреля широко применяется термин «чуждый». Этот термин наиболее удачен, поскольку характеризует материал, отличный от пирокластического, среди которого он находится.

На древнегреческий язык слово «чуждый» (посторонний) переводится как «ксенос», следовательно, туф с примесью чуждых обломков можно назвать «ксенотуф». Термин не громоздкий, и сама приставка «ксено» очень распространена в петрографической терминологии (ксенообласты, ксенокристаллы, ксенолиты, ксеноморфный и др.). В соответствии с изложенным, игнибриты и кластолаву с чуждыми обломками следует назвать ксеноигнибрит и ксенокластолаву. Примесь чуждого материала может варьировать в широких пределах. При преобладании чуждого материала (более 50%) породу именуют «эруптивной брекчией».

По крупности материала ксенотуфы разделяются так же, как туфы и туффиты.

Лавокластит — вулканокластическая порода, образующаяся в результате дробления лавы после ее извержения, но когда она находится еще в раскаленном состоянии [87]. Дробление эффузивных образований происходит в экструзиях и лавовых потоках наземных и подводных и подледных условиях. В экструзиях обломочный материал образуется в апикальных и периферических частях при выходе их на поверхность и при внедрении во влажные не литифицированные породы. В лавовых потоках дробление материала происходит в наземных условиях в верхних, нижних и краевых частях, при излиянии лавовых потоков на влажную поверхность или в воду и под лед. Излияние в подводных условиях приводит к образованию фигурных фрагментов (подушечные лавы) в виде шаров, караванов, валов, баллонов, подушек и других форм и бесформенного обломочного материала. Лавокластитовый материал цементируется гидрохимическим цементом, чем он отличается от кластолав. Лавокластиты от гналокластитов отличаются тем, что в последних лава приобретает специфические физические свойства (стекло) и меняет состав в результате гидратации стекла и перехода окисного железа в закисное. Материал, возникающий вследствие разрушения лавовых потоков после их охлаждения, т. е. в результате выветривания, не следует относить к лавокластитам. Термин лавокластит принят Терминологической комиссией.

Пирокластические породы — это общий термин для горных пород, образовавшихся из обломков, выброшенных во время извержения в раскаленном состоянии, независимо от типа извержения: стромболианский, вулканский, пелейский, катмайский и др. Они могут быть рыхлыми, уплотненными и цементованными гидрохимически и спекшимися, различной крупности фрагментов и различного вещественного состава.

Псевдоагглютинат, или вторично спекшийся туф, образовался в результате вторичного спекания шлаков в прикратерных областях вулканов. Термин введен автором [87]. Такое спекание шлака наблюдалось в прикратерной части вулкана Авача и почти на всех шлаковых конусах, образовавшихся в результате побочных прорывов на склонах стратовулканов: Ключевского, Толбачика, Аланда и др. Обломки черного шлака в результате вторичного разогрева приобретают красный цвет, а их поверхность расплавляется и происходит спекание. Образование псевдоагглютинатов наблюдалось автором в 1976 г. на шлаковых конусах Большого трещинного Толбачицкого извержения, образовавшихся в 1975 г., где в результате действия фумарол в верхних частях конусов происходили интенсивный вторичный разогрев и спекание шлака. В полуразрушенных конусах можно наблюдать, что интенсивность спекания и окраска шлака с глубиной слабее. Это указывает на наличие вторичного разогрева.

Псевдоигнибрит представляет собой гидротермально измененные пемзовые образования. Термин введен автором [86, 87]. По внешнему виду псевдоигнибриты весьма напоминают игнибриты, так как имеют «фьямме», «флюидальность» и образованы из кислых пемзовых пирокластических потоков, часто сформированных в подводных условиях. Изучение таких пород на о. Кунашир (Курильские острова), на Камчатке, в Закарпатье, на Урале и других областях показало, что они возникли на участках развития гидротермальных систем. Они представляют собой гидротермально измененные силицифицированные пемзовые туфы, в которых наблюдаются разложенные обломки стекла и сплюснутые обломки пемзы, что напоминает

фьямме и флюидалность. При развитии избирательного метаморфизма в фьямме образуются монтмориллонит и другие глинистые минералы, а в основной массе преобладают опал и морденит.

Резургентный материал — термин введен в литературу Ф. Вольфом (*Resurgent* — вновь возникший) [182]. Под этим термином подразумевается вторично выброшенный пирокластический материал. К нему можно отнести материал раздробленной пробки кратера и пирокластику, упавшую в кратер и вторично выброшенную. Последняя обычно под воздействием газов приобретает красный цвет вследствие изменения валентности железа, а иногда оплавления обломков пород или кристаллов. При детальных вулканологических исследованиях, где это возможно, например в молодых и современных вулканических областях, резургентный материал можно подразделять на «родственный резургентный», т. е. материал предыдущего извержения и «не родственный резургентный» более ранних извержений этого вулкана, может быть даже иного состава.

Спекшиеся и сваренные туфы. По В. И. Влодавцу [25], спекшиеся туфы должны иметь границу — линию раздела между обломками стекла в отличие от сваренных туфов, обладающих на границе сопряжения обломков полосой сплавления, в которой можно проследить постепенный переход от одного обломка к другому.

Термины, характеризующие крупность материала. Крупность материала в вулканокластических породах — туфах, туффитах, ксенотуфах — обозначается прилагательными, значения которых соответствуют размерам обломков (в мм):

| | |
|---|------------|
| Пелитовый (тонкообломочный) | менее 0,01 |
| Алевритовый (мелкообломочный) | 0,01—0,1 |
| Псаммитовый (среднеобломочный) | 0,1—2 |
| Мелкопесчистый (крупнообломочный) | 2—10 |
| Крупнопесчистый (лапиллиевый) | 10—50 |
| Агломератовый | 50—200 |
| Глибовый агломератовый | более 200 |

Первые три разновидности могут быть объединены при описании пирокластики под общим названием «пепел», «пепловый туф».

Термины «псаммит» и «псефит» впервые были введены в литературу Броньяром в 1813 г.* как синоними соответственно песчаника и конгломерата. К. Науман в 1849 г.* применил эти термины как структурные. Он выделил псефитовую и псаммитовую структуры, а для тонкообломочных пород дополнительно ввел термин «пелитовая» структура. Применяя указанные термины для определения структур, К. Науман придавал им более широкое значение, чем Броньяр, характеризуя псефитовой структурой не только конгломерат, но и брекчию и вообще все грубообломочные породы. Аналогичное понятие «пелитовая структура» применяется как для глинистых пород, так и для органических пород, поэтому рассматриваемые термины правомочны и для определения вулканокластических пород и с успехом были применены. В 1930 г. А. Н. Заварицкий ввел понятие «алевритовая структура» для обломочных пород, сложенных зернами размером от 0,1 до 0,01 мм. Для грубообломочных туфов Ч. Лайэль [157] ввел термин «агломератовый», подразумевая под агломератовым туфом «грубую брекчию, состоящую из обломков горной породы, выброшенных из вулкана и представляющих собой главным образом угловатые обломки без какой-либо примеси осадочного материала». В отношении размера обломков Ч. Лайэль указывает следующее: «размер угловатых обломков в некоторых агломератах огромный, их диаметр 2 и 3 ярда**». Одно время термин агломератовый некоторыми авторами употреблялся неверно: им обозначались породы различного петрографического состава независимо от крупности обломочного материала (псаммитовые агломераты и др.). Точно так же отмечалось неправильное применение терминов «плотный туф» — для пелитового, «зернистый туф» — для псаммитового

* По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу и Э. А. Струве [70].

** Ярд составляет 0,914 м.

Пелитовый туф только внешне кажется плотным, а фактически обладает весьма высокой пористостью — 50% и более. Псаммитовый туф, как правило, сложен обломками, а не зернами и поэтому термин зернистый также неудачен.

В 1975—1977 гг. во время работы Международной терминологической комиссии многие зарубежные ученые, преимущественно английские и американские, предлагали установить границы крупности обломочного материала, основанные на арифметической прогрессии возрастания интервалов (логарифмическая кривая): 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64, 128, 256. В соответствии с этим они дают следующие градации для основных четырех групп вулканокластических пород (в мм):

| | |
|--|-------------|
| Тонкообломочный туф и вулканическая пыль менее | 1/16 (0,68) |
| Пепловый туф и пепел | 1/16—2 |
| Лапиллиевый туф и лапиллы | 2—64 |
| Агломерат, пирокластическая брекчия, брекчия, бомбы, глыбы | более 64 |

Неудобство предлагаемого деления очевидно и ничем не оправдано. Терминологическая комиссия ОГГГ АН СССР настаивает на рациональном делении вулканитов, близком к десятичному, которым пользуются советские и многие зарубежные геологи.

Следует также заметить, что гораздо удобнее употреблять термины, в основе которых лежат древнегреческие корни: пелитовый, алевритовый, псаммитовый и др., чем тонко-, мелко-, средне- и крупнообломочные, так как на практике часто эти термины взаимосвязаны и взаимозаменяются, путаются и в пределах одной градации, например псаммитовой, выделяются гонко-, средне- и крупнообломочные туфы, подобно песчанникам.

Т е ф р а — это рыхлый, несвязанный пирокластический материал автохтонного происхождения, выпавший из воздуха. Термин введен еще Аристотелем. После работ С. Тараринсона [175], А. Ритмана [112] и Е. Ф. Малеева [79] стал снова применяться за рубежом и в Советском Союзе. Следует подчеркнуть, что термин неприменим для перемещенной пирокластике, материала пирокластических потоков и пр.

Т е ф р о и д. Термин предложен Г. С. Дзоенидзе [41] для горных пород, состоящих из фрагментов окатанной и сортированной тефры. Дальнейшие детальные исследования позволили выделить тефроиды, образованные за счет пирокластике — пирокластические тефроиды, из вулканокластического материала — вулканокластические тефроиды и из глыбового материала лавовых потоков — лавокластические тефроиды [88]. Кроме того, в зависимости от примесей при тонких исследованиях можно выделить: 1) собственно тефроиды; 2) пирокласто-тефроиды с примесью пирокластического материала и терригенно-тефроиды с примесью терригенного материала [85].

Т у ф — первоначально к туфам относили обломочные породы различного происхождения: вулканогенного, осадочного и метаморфического; четкое определение термина «вулканический туф» впервые дал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в 1888 г. Под туфом он подразумевал «обломочную породу, происшедшую из рыхлых продуктов извержения; такая порода состоит из отдельных кристаллов или чаще из обломков, иногда с примесью осколков стекла, цементированных гидрохимическим путем [69, с. 137]. В Петрографическом словаре он уточняет состав рыхлых вулканических продуктов: пепла, песка, бомб и отложений грязевых потоков (с. 361). В Петрографическом и Геологическом словарях термин «туф» не ограничивается ни крупностью материала, ни фациальными условиями. Авторы, предлагавшие отнести к туфам только мелкообломочные вулканокластические породы, определяли различные верхние пределы крупности материала (в мм):

| | |
|---|-----|
| В. С. Коптев-Дворников и др. [58] | 1 |
| Е. Т. Шаталов [126] | 2 |
| Р. Фишер [143] | 2 |
| Г. М. Саранчина [79] | 10 |
| В. А. Прокин [110] | 20 |
| С. К. Онякиенко [102] | 30 |
| Ч. П. Винтворт и Х. Вильямс [179] | 32 |
| М. Л. Лурье и С. В. Обручев [71] | 100 |

Приведенные данные показывают невозможность ограничения туфов определенной крупностью материала; практика советских геологов показала, что в этом нет необходимости, так как туфы от туфобрекчий не отличаются ни петрографически, ни генетически, обладая только разной крупностью материала. Это разделение чисто условное. Более грубые туфы перечисленные исследователи предлагают называть «туфобрекчий», или «вулканической брекчий». Эти термины постепенно отмирают, но еще употребляются, в особенности за рубежом как синонимы агломератового (грубообломочного) туфа.

Разделение вулканокластических пород на туфы и брекчин возможно только в том случае, если рассматривать пирокластик без примесей, но если бы указанные выше исследователи одновременно имели дело с различными разновидностями вулканокластических пород: туффитами, спекнившимися туфами, ксенотуфами, гялокластитами и др., они бы очутились перед невозможностью составить классификационную таблицу, что потребовало бы введения ряда новых терминов.

Туф не ограничивается условиями генезиса — типом извержения или условиями транспортировки: по воздуху, коллювиальным перемещением, временными потоками, грязевыми, пирокластическими ледниками и раскаленными лавинами. Важно, чтобы при этом материал не подвергался переработке и смешиванию с осадочным материалом.

Литификация вулканокластического материала происходит главным образом в результате разложения мелких обломков стекла и превращения их в различные водные алюмосиликаты и опал. Иногда остроугольный пепел или мелкий шлак под воздействием пластового давления уплотняется, превращаясь в слаболитифицированную породу без цемента (уплотненную, слежавшуюся).

Итак, вулканический туф — это горная порода, образовавшаяся путем цементирования с помощью гидрохимических процессов или путем уплотнения рыхлого вулканического материала, независимо от крупности обломков и фациальных условий их накопления.

Туффит — термин введен О. Мюгге в 1893 г. для горной породы, состоящей из смеси рыхлых вулканических продуктов и осадочного материала. К туффитам относятся вулканокластические породы с примесью осадочного материала до 50%, независимо от крупности слагающего их материала обломков. В соответствии с этим туффиты по крупности слагающего их материала могут варьировать от пелитовых разновидностей до агломератовых, а по характеру вулканокластического материала могут быть витрокластическими, литокластическими и смешанными. Вещественный состав их определяется по вулканокластическому материалу. Примесь осадочного материала (5—10%) учитывается при описании и в дополнении к основному термину, например, туф с примесью осадочного материала. Количество примеси, характеризующее туффит (менее 50%), предложенное автором [75], впоследствии принято Межведомственной комиссией [56] и последующими решениями терминологических комиссий.

Г. С. Дзоценидзе [41] предложил называть ортуффитами осадочно-пирокластические породы, в которых примеси менее 50%, т. е. те породы, которые обычно именовались туффитами, а паратуффитами — пирокласто-осадочные породы, в которых пирокластического материала менее 50% (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчанки). Эти термины Комиссия по вулканогенно-осадочным породам при ОГГГ АН СССР [57] рекомендовала принять как дополнительные для данных групп пород.

Туфогенные отложения — термин введен в литературу Е. Рейнером в 1881 г. и получил широкое применение для обозначения толщ, горизонтов, свит, состоящих из вулканокластического материала или с преобладанием его над осадочным. Этот термин не рекомендуется применять для осадочных пород с примесью вулканокластического материала, например не следует говорить «туфогенный песчаник» и т. п.

Туфопесчаник, туфогравелит, туфоконгломерат и другие термины, состоящие из наименования осадочной терригенной породы и приставки «туфо», узаконены различными терминологическими комиссиями для обозначения вул-

каногенно-осадочных пород, содержащих до 50% примеси вулканогенного обломочного материала.

Термины удобны тем, что полностью отражают содержание породы. Слово «песчанник», «гравелит», «конгломерат» и т. п. указывают на преобладание в породе осадочного материала, а приставка «туфо» показывает, что туфогенный материал находится в подчиненном количестве. Иногда в эти термины вкладывались неверные понятия, например вместо псаммитовый туф употреблялось — туфопесчанник.

В последнее время делаются попытки возродить термины «туфогенный аргиллит», «туфогенная глина» для пород, образованных за счет туфового материала (пирокластике), например бентонитовые глины. Это было бы вполне логично, но следует заметить, что эти термины были неудачно использованы для смешанных пород (туфогенный песчанник), в которых туфовая часть является примесью. Применение этих терминов с новым понятием привело бы к путанице. Следует также обратить внимание на то, что для метаморфических пород, возникших из осадочных пород, в названиях не употребляется первичный генезис. Например: органический мрамор или яшма.

Туфолава. Термин туфолава, или туфовая лава, введен в литературу Г. В. Абигом [133] для пористой лавы, переполненной обломками шлака, широко развитой в Армении в районе вулкана Арагац. Термин основан на ошибочном представлении о падении шлака на поверхность лавового потока и последующем переименовании его с лавой. Многочисленные наблюдения за формированием лавовых потоков, проведенные вулканологами, показали невозможность такого смещения. В частности, автор наблюдал в 1976 г. на Южном прорыве Большого трещинного Толбачикского извержения падение шлака на жидкий базальтовый поток, излившийся из основания шлакового конуса; при этом погружение шлака в лаву или какое-либо перемешивание его с лавой не происходило. Вместе с тем в природе широко развиты лавы, переполненные обломочным материалом, генезис которых рассмотрен ниже. Для этих пород предложен термин «кластолава», а применение термина туфолава в дальнейшем не рекомендуется.

Эффузивные породы — термин общеизвестный, обозначающий излившиеся породы — лавы. Однако этим термином также обозначают породы, слагающие купола, т. е. экструзии, поскольку термин экструзивные породы нет. Таким образом, возникает кажущееся противоречие: термином эффузивные породы обозначают как эффузивные, так и экструзивные образования. Следовательно, возникает необходимость: или ввести термин экструзивные породы, или термину эффузивные (излившиеся) породы следует придать более широкое значение, включив в него и выжатые (экструзивные) породы. Поскольку петрографически породы, слагающие лавовые потоки и купола идентичны, — как те, так и другие при соответствующих мощностях могут обладать различной степенью раскристаллизации, нет необходимости вводить термин «экструзивные породы», а термин «эффузивные породы» следует оставить для образований, слагающих лавовые потоки и купола.

Ювенильный обломочный материал представляет собой обломочный дробленый магматический материал, вынесенный из магматического очага во время извержения.

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНИТОВ*

В течение последних 30 лет в СССР шло совершенствование классификаций преимущественно вулканогенных обломочных пород. С начала 70-х годов проводится у нас и за рубежом широкое обсуждение классификаций эффузивных и интрузивных пород. В настоящее время эта работа находится в стадии завершения. Над вопросами классификаций в Советском Союзе работает большая группа ученых под общим руководством М. П. Михайлова, объединенная в Терминологическую комиссию Петрографического комитета.

* Обзор классификаций сделан автором ранее [79, 88].

По эффузивным породам основные разработки сделаны М. А. Петровой и Т. И. Фроловой. Рабочая группа по классификации вулканогенных обломочных пород возглавляется автором, а такая же международная группа — Р. Шмидом. Международная комиссия по классификации изверженных пород возглавляется А. Шрекайзенем.

Классификация вулканитов, т. е. эффузивных, вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, предложенная автором [88], может быть представлена в следующем виде.

Классификация вулканических пород

- I. Эффузивные.
 1. Лавы.
 2. Лавобрекчии.
- II. Вулканокластические.
 1. Эффузивно-обломочные:
 - а) кластолавы (кластолавы);
 - б) лавокластитовые;
 - в) гиадокластитовые.
 2. Эксплозивно-обломочные (пирокластические):
 - а) пирокластические без посторонних примесей (туфы);
 - б) пирокластические с примесью чуждого материала (ксенотуфы).
 3. (Осадочно-вулканокластические (ортотуфиты).
- III. Вулканогенно-осадочные.
 1. Вулканокласто-осадочные.
 2. Тефродные.
 3. Вулканотерригенные.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Классификация и номенклатура магматических горных пород разработана Межведомственным петрографическим комитетом. В ее основу положен химический состав, поскольку для стекловатых или слабо раскристаллизованных эффузивных пород минералогические классификации не могут быть использованы. В качестве главного классификационного окисла принят кремнезем, который был в основе классификаций Г. В. Абиха, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. П. Заварицкого и др.

Все магматические горные породы разделяются на следующие группы (рис. 1):

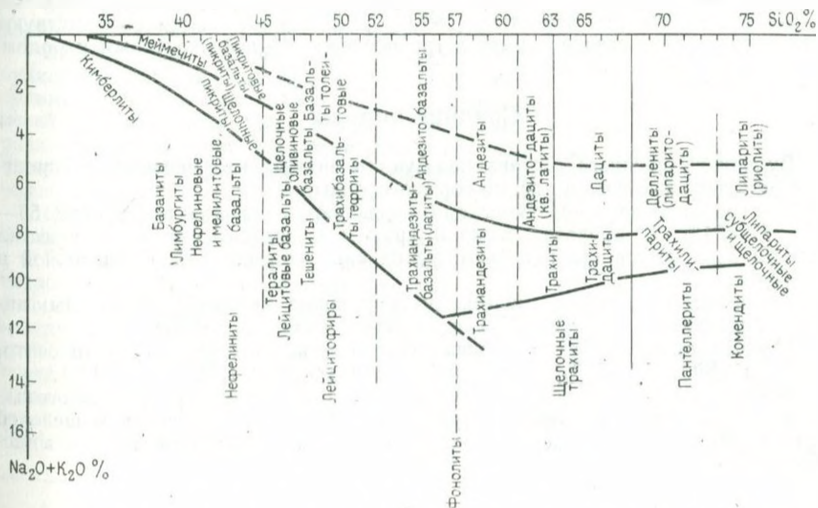


РИС. 1. Диаграмма классификационных признаков по химическому составу

- 1) SiO₂ 30—44% — группа ультраосновных пород *;
- 2) SiO₂ 44—53% — группа основных пород;
- 3) SiO₂ 53—64% — группа пород средней кремнекислотности;
- 4) SiO₂ 64—78% — группа кремнекислых пород.

За второй классификационный признак принято содержание суммы оксидов калия и натрия. Здесь выделены три типа пород: 1) нормальной щелочности (известково-щелочные); 2) породы с повышенным содержанием щелочей (субщелочные); 3) щелочные. Дополнительным классификационным критерием является отношение содержания оксидов натрия и оксидов калия, на основании чего выделяются натриевые (Na₂O/K₂O > 4%), кали-натриевые (1—4%), и калиевые (< 4%) серии.

Основные породы

Основные породы содержат кремнезема 44—53%, иногда с отклонениями 1—2%. В группу входят толеитовые, известково-щелочные и субщелочные базальты. Выделяется также малораспространенная группа основных пород с содержанием кремнезема 42—45%, представленная меланократовыми нормальными, субщелочными базальтами и щелочными базальтоидами.

Отмеченные базальты по содержанию щелочей делятся на три типа: нормальный — щелочей 1,5—4,5%, субщелочной — щелочей 3—8% и щелочной 5—14% щелочей. Дополнительными критериями являются минералогические.

Среди щелочных пород с содержанием кремнезема 45—53% наиболее распространены тефриты (фельдшпатоидные базальты, линозит-анкартиты), фельдшпатоидные трахитобазальты, фельдшпатоиды и анальцимовые базальты.

Нормальный толеитовый тип базальтов представлен главным образом кали-натровыми и натровыми сериями; известково-щелочные базальты относятся только к кали-натровым сериям, а субщелочные и щелочные основные породы могут быть представлены всеми тремя сериями.

Глиноземистость пород определяется по отношению

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}},$$

где выделяются классы: низкоглиноземистые (0,75—0), умеренноглиноземистые (0,75—1,0), высокоглиноземистые (> 1,0). Два первых класса соответствуют меланократовым и мезократовым, а три последних — лейкократовым породам.

Средние породы

Вулканыты среднего состава пользуются значительно меньшим распространением, чем основные и кислые горные породы.

По содержанию кремнезема они разделяются на две подгруппы: 53—57 и 57—64%. В пределах каждой группы в зависимости от количества щелочей выделяются три петрохимических типа: нормальный, субщелочной и щелочной.

К нормальному петрохимическому типу пород принадлежат группы: андезит-базальта (SiO₂ = 53—57%) и андезита (SiO₂ = 57—64%).

Породы субщелочного петрохимического типа включают трахиандезитобазальты (SiO₂ = 53—57%), трахиандезиты и трахиты (SiO₂ = 57—64%).

Породы щелочного петрохимического типа представлены фельдшпатоидными феолизитами и щелочными трахитами, иногда с содержанием щелочей калия и натрия до 17%. Для них характерно преобладание силикатных минералов над феррическими.

* Вулканыты ультраосновных пород встречаются крайне редко.

По распространению они занимают второе место после основных пород, приурочиваясь главным образом к материкам.

К кремнекислым породам относятся вулканы с содержанием кремнезема более 64%. По количеству щелочей они разделяются на три петрохимических типа кислых пород: нормальный (<8%), субщелочной (8—10%) и щелочной (>9—10%). При содержании кремнезема более 74% не всегда можно отделить петрохимический щелочной тип пород от ищелочных, вследствие того, что на основной диаграмме (см. рис. 1) наблюдаются области перекрытия. Для нормального петрохимического типа выделены: группа дацитов с содержанием кремнезема 64—68%, группа риодацитов с содержанием кремнезема 68—73% и группа риолитов с содержанием кремнезема более 73%. Для субщелочного типа выделены аналогичные по содержанию кремнезема породы: трахидациты и трахиллариты, риодациты и трахирюлиты, а для щелочного — пантеллериты и комендиты.

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

Как видно из табл. 1, классификация построена так, что все группы пород гармонично согласуются по размерности и терминологии. Недавно включенные в нее группы пород: лавокластиты и гиалокластиты не нарушают структуры ранее принятых принципов. Точно так же и включение тефрондов в группу вулканогенно-осадочных не нарушило общей структуры. Причем и вулканогенно-осадочные породы полностью согласуются с пирокластическими. Такая структура классификации позволяет включать новые разделы, если при дальнейшем изучении вулкаников они будут установлены.

Вулканокластические горные породы разделяются на эффузивно-обломочные, эксплозивно-обломочные (пирокластические), осадочно-вулканокластические.

Эффузивно-обломочные породы делятся на три группы:

- 1) кластолавовые, состоящие из обломков и сцементированные лавой, причем обломки и цемент отличаются составом, текстурой или цветом;
- 2) лавокластитовые породы представлены обломками лавы не эруптивного происхождения, а в результате дробления при излиянии расплава на поверхность; обломочный материал сцементирован гидрхимически;
- 3) гиалокластовые, которые образуются в результате своеобразного подводного дробления лавовых потоков с гидратацией вулканического стекла.

Эксплозивно-обломочные, или пирокластические, породы разделяются на: вулканы без существенных посторонних примесей и с примесью чуждых обломков (пород фундамента вулкана). Пирокластические породы без примесей делятся на рыхлые и сцементированные, последние, в свою очередь, разделяются по характеру цементации на сваренные (спекшиеся) и уплотненные и сцементированные гидрхимически. Точно так же разделяются пирокластические породы с примесью чуждого материала.

Осадочно-вулканокластические породы, ортогупфиты, или просто гупфиты, разделяются на рыхлые и сцементированные.

В основу дальнейшего деления вулканокластических пород положены петрографические принципы, заимствованные из классификаций изверженных и осадочных пород, поскольку они занимают промежуточное положение между этими классами. По вещественному составу они разделяются, подобно изверженным породам, на базальтовые, липаритовые и др., а по крупности материала, как осадочные. Однако им присущи специфические особенности, такие как условия дробления (лавокластитовые, гиалокластитовые), агрегатное состояние обломков, типы цементации, характер примесей и пр. По типу цементации вулканокластические породы делятся на сцементиро-

* Их обычно называют кислыми породами, однако это название не отражает химический состав пород, так как они могут быть также нейтральными и щелочными.

Классификация вулканокластических горных пород

Таблица 1

| размер обломков, мм | Эффузивно-обломочные породы | | | | | | Эксплозивно-обломочные (пирокластические) породы | | | | |
|---------------------|--|------------------------|--|-------------------------|---|-----------------------------|---|----------------------------------|--|------------------------------------|---|
| | Кластолавы (обломки лавы и цемент различны по составу, структуре или текстуре) | | Лавокластитовые (обломочный материал образован вследствие дробления лавовых потоков) | | Гиалокластитовые (своеобразное взрывное подводное дробление расплава потоков с гидратацией вулканического стекла) | | Пирокластический материал без существенных посторонних примесей | | | | |
| | | | Рыхлые | Литифицированные | Рыхлые | Литифицированные | Литифицированные | | | | |
| | Рыхлые | Сваренные и спекшиеся | | | | | Уплотненные и сцементированные гидрохимически | | | | |
| Более 200 | Глибовая кластолава | Глыбы лавокластитовые | Глыбовый лавокластит | Глыбы | | Вулканические глыбы и бомбы | | Глыбовый вулканический агломерат | Глыбовый агглютинат, глыбовый спекшийся туф | | Глыбовый агломератовый туф |
| 50—200 | | | | | | | | Агломератовая кластолава | | | Лавокластитовый агломерат |
| 10—50 | Псефитовая кластолава | Лавокластитовый щебень | Псефитовый лавокластит | Гиалокластитовый щебень | Псефитовый гиалокластит | Вулканические глыбы и бомбы | | Лапилли | Крупнопсефитовый (лапиллиевый) агглютинат, игнимбрит, спекшийся туф | Псефитовый туф | Крупнопсефитовый (лапиллиевый) туф |
| 2—10 | | | | | | | | Мелкие лапилли | | | Мелкопсефитовый (мелколапиллиевый, крупнообломочный) агглютинат, игнимбрит, спекшийся туф |
| 0,1—2 | | | | | Гиалокластитовый песок | | Псаммитовый гиалокластит | Вулканический песок | Псаммитовый (среднеобломочный) игнимбрит, Псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся туф | Псаммитовый (среднеобломочный) туф | |
| 0,01—0,1 | | | | | Гиалокластитовый алеврит | | Алевритовый гиалокластит | Вулканическая пыль | Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся туф | Алевритовый (мелкообломочный) туф | |
| Менее 0,01 | | | | | | | | | | | Пелитовый (тонкообломочный) туф |

| Размер обломков, мм | Эксплозивно-обломочные (пирокластические) породы | | | Осадочно-вулканокластические породы (ортотуффиты) | | | |
|---------------------|--|--|---|--|---|--|---|
| | Пирокластический материал с примесью чуждых обломков (примеси менее 50%) | | | Вулканокластический материал с примесью осадочного (примеси менее 50%) | | | |
| | Рыхлые | Литифицированные | | Рыхлые | Литифицированные | | |
| Спекшиеся | | Уплотненные и цементированные гидрохимически | | | | | |
| Более 200 | Глыбовый ксеноагломерат | Глыбовый спекшийся агломератовый ксенотуф | Глыбовый агломератовый ксенотуф | Глыбовый туффовый агломерат | Глыбовый агломератовый туффит | | |
| 50—200 | Ксеноагломерат | Спекшийся агломератовый ксенотуф | Агломератовый ксенотуф | Туффовый агломерат | Агломератовый туффит | | |
| 10—50 | Ксенолапилли | Крупнопсефитовый (лапиллиевый) ксеноигнимбрит, ксеноагглютинат, спекшийся ксенотуф | Псефитовый ксенотуф | Крупнопсефитовый (лапиллиевый) ксенотуф | Лапилли с примесью осадочного материала | Псефитовый туффит | Крупнопсефитовый (лапиллиевый) туффит |
| 2—10 | | Мелкопсефитовый (мелколапиллиевый) крупнообломочный) ксеноигнимбрит, ксеноагглютинат, спекшийся ксенотуф | | | | | Мелкопсефитовый (крупнообломочный) ксенотуф |
| 0,1—2 | Вулканический ксенопепел | Псаммитовый (среднеобломочный) ксеноигнимбрит | Псаммитовый (среднеобломочный) ксенотуф | Туффовый песок | Псаммитовый (среднеобломочный) туффит | | |
| 0,01—0,1 | | Псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся ксенотуф | | | | Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся ксенотуф | Алевритовый (мелкообломочный) туффит |
| Менее 0,01 | | | | | Пелитовый (тонкообломочный) туффит | | |

ванные лавой, спекшиеся (сваренные), сцементированные гидрохимически и рыхлые. По агрегатному состоянию они делятся на витрокластические, состоящие из обломков стекла, кристаллические, сложенные обломками кристаллов, и литокластические, состоящие из обломков пород. По характеру примесей выделяются породы с примесью осадочного материала (терригенного, хемогенного, органогенного) до 50% — туффиты или ортотуффиты, и с примесью обломков фундамента вулкана (чуждых обломков) — ксенотуфы.

Вследствие того что в основу классификации вулканокластических пород положены петрографические признаки, генетические типы вулканитов, зависящие от фацальных условий, рассматриваются отдельно. Таким образом, здесь не учитывается транспортировка материала, хотя это важно для генезиса пород. Из предлагаемой классификации (см. табл. 1) видно, что одна и та же порода может формироваться в различных фацальных условиях. Пирокластический материал может быть принесен по воздуху, морским течением, реками, временными потоками, ледниками или водами от таяния снега и льда, пирокластическими и грязевыми потоками. Вулканокластические породы могут формироваться в наземных, озерных, морских и других условиях.

При попытках учесть петрографические и фацальные признаки получалось очень громоздкие классификации, ими было невозможно пользоваться. Поэтому в основу нашей классификации положены те петрографические признаки, которые отражают важнейшие генетические особенности породы. Так, например, вещественный состав пород обусловлен характером магматических процессов, способ дробления — условиями извержения, агрегатное состояние вулканитов зависит от типов извержений. Состав примесей осадочного материала зависит от геологической обстановки, а состав примесей чуждых обломков — от стадии формирования вулкана и от типов извержений. Характер цементации также обусловлен генетическими особенностями пород, как и крупность материала. Таким образом, классификация вулканокластических пород хотя и основана на петрографических признаках (что позволяет диагностировать породу по образцу), но учитывает важнейшие генетические особенности породы. Фацальные условия тоже накладывают свой отпечаток на породу, но они влияют главным образом на текстурные и структурные ее особенности, что рассматривается в работах, посвященных описанию генетических типов вулканитов.

Основными терминами вулканокластических пород являются «туф», «туффит», «ксенотуф», «гналокластит», «лавокластит», «кластолава» и др., независимо от крупности обломков, слагающих породу. Крупность материала определяется прилагательными: пелитовый, алевитовый, псаммитовый, песчистый, агломератовый, глыбовый или соответственный тонкообломочный, мелкообломочный, среднеобломочный, крупнообломочный. Произвольное употребление русских терминов часто приводит к недоразумениям.

Граница между вулканокластическими породами и эффузивными проходит между брекчиевыми лавами и кластолавами, различающимися цементом. Брекчиевая лава, или лавобрекция, — это сцементированные лавой накопления кусков и глыб литондной и шлаковой лавы, представляющие нижние и верхние слои лавовых потоков. Цементирующая лава имеет тот же состав, что и обломки. Кластолава — лавокластическая порода, общий термин для лав с обломками ранее застывшей лавы, отличающейся от цементирующей лавы по составу, структуре и текстуре [77].

Граница между вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами проходит между пирокласто-осадочными и осадочно-пирокластическими и обусловлена количеством примеси осадочного материала.

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Вулканогенно-осадочные породы разделяются на три подгруппы: вулканосадочные, тефрондные и вулканотерригенные, обоснование классификации которых приводится ниже.

Вулканокласто-осадочные породы, как было сказано выше, примыкают к осадочно-пирокластическим, но важная особенность их в том, что они синхронны извержению. В период формирования осадочных толщ (терригенных, хемогенных, органогенных) в вулканических и прилегающих к ним областях в результате проявления вулканической деятельности к осадочному материалу примешивается пирокластический. Если примесь пирокластике незначительна (5—10%), названия осадочных пород не меняются, но при описании отмечается присутствие примеси. При больших количествах пирокластического материала (до 50%) влияние его отражается на петрографических особенностях породы, и она приобретает новое название. Поскольку основная часть породы сложена осадочным материалом, то и основная часть названия породы сохраняется, но существенная примесь пирокластике к породе требует соответствующего отражения в названии. Члены секции по вулканогенно-осадочным породам согласились с ранее предложенными терминами: «туфоконгломерат» для конгломератов с примесью туфового материала и «туфопесчаники» для песчаников с примесью туфового материала и т. п.

Детальное изучение осадочных пород в 60-е годы показало, что пирокластика присутствует во многих осадочных толщах. Причем она также часто встречается в хемогенных и органогенных породах, как и в терригенных.

По вопросам систематики вулканокласто-осадочных пород в конце 60-х годов был опубликован ряд работ. Они касались более дробных подразделений, основанных главным образом на количестве примесей. Секция по вулканогенно-осадочным породам Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР учла сделанные предложения и рекомендует ряд терминов [57].

Тефроидные породы (тефroidы) представляют собой вулканогенно-осадочные породы, синхронные извержению, состоящие из окатанной и отсортированной пирокластике. В предыдущих классификациях они не отделялись от вулканотерригенных пород, которые образовались в результате разрушения и обработки вулканитов, т. е. несинхронны извержению. Впервые тефroidы изучены в области современного вулканизма вокруг современных стратовулканов, где они образуют кольца (поояса) шириной 10—15 км и мощностью в сотни метров. Формируются они за счет пирокластического материала, синхронного извержению. Кроме рассеивающейся пирокластике вокруг стратовулканов и группы вулканов происходит постоянное движение (растаскивание) пирокластического материала, слагающего вулканическую постройку [82]. Эти образования Г. С. Дзоцендзе назвал «тефroidами» [41].

Формирование тефroidов происходит не только в наземных вулканических поясах типа раннего оргена, к которому относится Камчатка, но также и в условиях проявления геосинклинального вулканизма, главным образом в заключительный период в начале формирования островных дуг и на разных этапах их развития. В это время происходит одновременно накопление и обработка пирокластического материала, т. е. превращение его в тефroidы.

Накопление пирокластике в платформенных условиях также сопровождается образованием тефroidных пород. Проведенное нами изучение вулканитов Сибирской платформы и Вольно-Подольского региона показало, что тефroidы там широко распространены и слагают мощные толщи. Они, видимо, накапливаются по периферии моногенных вулканов. Среди тефroidов преобладают псаммитовые разновидности, именовавшиеся прежде граувакками. Вместе с тем в значительном количестве формируются и более тонкие разновидности. Грубые тефroidы вплоть до валунов и окатанных блоков типичны для островных дуг.

Главное отличие тефroidов от вулканотерригенных пород заключается в двух особенностях. Гравийный, псаммитовый и более тонкий материал в тефroidах представлен преимущественно окатанными обломками стекла. Вулканотерригенные породы, образующиеся за счет разрушения вулканитов, стекло которых также подвергается разрушению, состоят из окатанных обломков кристаллов или эффузивных пород с микролитами в основной массе.

Классификация вулканогенно-

| Размер облом- ков, мм | Синхронные | | | | | |
|-----------------------------|--|----------------------------------|--|---------------------------------|--|--|
| | Вулканокласто-осадочные породы (осадочный материал и примесь пирокластического до 50%) | | | | Тефроидные | |
| | | | | | Тефроиды (обработанная и отсортированная тефра) | |
| | Рыхлые | Литифицированные | | Рыхлые | Литифициро- ванные | |
| Окатанные | | Неокатанные | | | | |
| Более 200 | Туфовалун- ник (туфо- глыбняк) | Валунный туфокоггло- мерат | Глыбовая брекчия с туфовым материалом | Валуны и глыбы тефроидные | Валунный (глыбовый) тефроид | |
| 10—200 | Туфоцебень (туфогалеч- ник) | | | | Когломерато- вый тефроид | |
| 2—10 | Туфо- гравий | Туфогравелит | | Гравий тефроидный | Гравийный тефроид | |
| 0,1—2 | Туфопесок | Туфопесчаник | | Песок тефроидный | Псаммитовый тефроид | |
| 0,01—0,1 | Туфоалеврит | Туфоалевролит | | Алеврит тефроидный | Алевритовый тефроид | |
| Менее 0,01 | Туфо- пелит | Туфоаргиллит | | Пелит тефроид- ный (?) | Пелитовый тефроид (?) | |

Вторая особенность — наличие в вулканотерригенных породах прослоев глин, богатых водными алюмосиликатами и образующихся вследствие разрушения витрокластического материала горных пород, и отсутствие таких прослоев и пластов глин в тефроидах.

Более детальные исследования тефроидных пород показали, что к ним примыкают еще две группы вулканогенно-осадочных пород. Это тефроидные породы с примесью пирокластического материала и тефроидные породы с примесью терригенного материала (см. табл. 2).

Вулканотерригенные породы состоят из окатанных и отсортированных обломков вулканитов, образовавшихся за счет разрушения вулканических горных пород (лав, туфов и др.), не синхронных извержению.

Вулканические постройки, создающие сложный рельеф, после прекращения вулканической деятельности подвергаются интенсивному разрушению. В этот период и начинается формирование вулканотерригенных пород. С nivelировкой рельефа на месте вулканических построек остаются вулканические породы (лавы, туфы и др.), а по периферии вулканов, обычно пере-

осадочных горных пород

| вулканизму | | | | Не синхронные вулканизму | |
|--|---|--|---|---|--|
| породы | | | | Вулканотерригенные породы (осадочные породы из литифицированных вулканокластических и эффузивных пород и других примесей) | |
| Пирокласто-тефроидные (обработанная и отсортированная тефра с примесью пирокластического материала менее 50%). | | Терригенно-тефроидные (обработанная и отсортированная тефра с примесью терригенного материала менее 50%) | | | |
| Рыхлые | Литифицированные | Рыхлые | Литифицированные | Рыхлые | Литифицированные |
| Валуны и глыбы пирокласто-тефроидные | Валунистый (глыбовый) пирокласто-тефроидный конгломерат | Валуны и глыбы терригенно-тефроидные | Валунистый (глыбовый) терригенно-тефроидный конгломерат | Валуны и глыбы вулканотерригенные | Валунистый (глыбовый) вулканотерригенный конгломерат (брекчия) |
| Галечник пирокласто-тефроидный | Конгломерат пирокласто-тефроидный | Конгломерат терригенно-тефроидный | Конгломерат терригенно-тефроидный | Галечник вулканотерригенный | Конгломерат вулканотерригенный |
| Гравий пирокласто-тефроидный | Гравелит пирокласто-тефроидный | Гравий терригенно-тефроидный | Гравелит терригенно-тефроидный | Гравий вулканотерригенный | Гравелит вулканотерригенный |
| Песок пирокласто-тефроидный | Песчаник пирокласто-тефроидный | Песок терригенно-тефроидный | Песчаник терригенно-тефроидный | Песок вулканотерригенный | Песчаник вулканотерригенный |
| Алеврит пирокласто-тефроидный | Алеврит пирокласто-тефроидный | Алеврит терригенно-тефроидный | Алеврит терригенно-тефроидный | Алеврит вулканотерригенный | Алеврит вулканотерригенный |
| Пелит пирокласто-тефроидный | Аргиллит пирокласто-тефроидный | Пелит терригенно-тефроидный | Аргиллит терригенно-тефроидный | Пелит вулканотерригенный | Аргиллит вулканотерригенный |

крявая тефроидные породы, накапливается вулканотерригенный материал, образующийся при разрушении литифицированных вулканических пород. Он накапливается в различной геоструктурной обстановке. При затухании или прекращении вулканизма в островных дугах вулканотерригенные породы переслаиваются с морскими отложениями. В таких ранних орогенах, как Камчатка, Японские острова, Новая Зеландия и др., вулканотерригенные породы формируются в наземных условиях. Здесь, как и в платформенных областях, по периферии останцов вулканов залегают вулканотерригенные породы.

Вулканотерригенные породы разделяются на рыхлые и литифицированные. Последние делятся на окатанные и неокатанные. Дальнейшее деление идет по крупности материала (см. табл. 2).

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНИТОВ

А. Н. Заварицкий [45] определил, что текстуры и структуры зависят от следующего.

Структура зависит от: 1) степени кристалличности, т. е. индивидуальности кристаллических элементов и относительного количества стекла; 2) величины составных частей: а) абсолютной; б) относительной; 3) формы составных частей.

Текстура зависит от: 1) расположения и распределения частей: а) особенностей кристаллизации; б) внешних воздействий; 2) способа выполнения пространства массой горной породы в результате процессов, происходящих в расплаве до застывания или во время кристаллизации; 3) формы отдельности, возникающей во время охлаждения застывшего расплава или под влиянием внешних воздействий во время кристаллизации и после ее окончания.

Следует отметить, что последний пункт весьма характерен для эффузивных горных пород как лавовых потоков, так и экструзий. Здесь породы приобретают пористость различного типа, подушечную и псевдошаровую отдельность, скорлуповатость, трещины растяжения, перлитовую и маркинитовую отдельность, флюидальность разного типа и трещиноватость. Вместе с тем А. Н. Заварицкий отмечает, что те особенности, которые мы различаем как особенности структуры, с одной стороны, и особенности текстуры — с другой, иногда перекрывают друг друга и не всегда эти два понятия (структура и текстура) могут быть различимы. К ним относятся флюидальность, такситовое строение, образование игнисумитов и т. п. Вследствие этого очень часто именуют текстуры и структуры одним термином.

В вулканокластических породах текстура формируется в зависимости от процессов, связанных с физическим состоянием материала во время выброса его из вулкана, условий седиментации и физико-химических процессов, протекающих после отложения осадка. Иногда на образовании текстуры сказываются несколько факторов. Так, например, игнимбритовая, кластолавовая, призматическая текстуры и ряд других обусловлены как физическим состоянием материала во время выброса его из вулкана, так и условиями седиментации. Структуры вулканических пород формируются в зависимости от условий минералообразования при застывании магмы, характера и степени механического дробления во время извержения и условий седиментации исходного материала, а также от условий диагенеза исходного материала.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Поскольку текстурам вулканических пород уделяется относительно мало внимания по сравнению с текстурами интрузивных или осадочных пород, возникает необходимость в более подробном их описании.

ТЕКСТУРЫ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Текстуры этих пород формируются в процессе движения и перемещения вещества расплава. Трещиноватость лав, которая рассматривается обычно вместе с текстурами, образуется во время остывания расплава. Разнообразие текстурных и структурных особенностей эффузивных пород обусловлено вещественным составом, газонасыщенностью расплава и фациальными условиями. По условиям образования эффузивные породы разделяются на две группы: экструзивные (выжатые) и излившиеся в виде лавовых потоков и покровов, что обусловлено вязкостью магматического расплава. В свою очередь каждая из отмеченных групп разделяется на типы лавовых потоков и экструзий. Причем последние на глубине иногда переходят в интрузивные тела.

Если текстурные особенности и система трещин в лавах обуславливаются поверхностными условиями в процессе охлаждения лав, то структуры

зависят от процессов кристаллизации в магматическом очаге при подъеме расплава по поднимающему каналу и до полного охлаждения на поверхности.

Внешнее строение лавовых потоков и экструзий. Потоками называются лавовые тела, образованные в результате одноактных извержений, иногда разделенных небольшим промежутком времени, относительно малой мощности и обычно вытянутые в длину.

Покровы — лавовые образования двух типов: 1) одноактные излияния, покрывающие большую площадь, обычно в плане изометричной формы; 2) серия одноактных лавовых излияний, сформированных в лавовую толщу значительной мощности и относительно большой площади.

Текстуры лавовых потоков определяются пористостью, наличием включений и особенностями строения. По степени пористости лавовые потоки могут быть разделены на три типа: 1) плотные или слабопористые; 2) сильнопористые или пенистые и 3) пористые пирокластолавовые образования (игниспумиты), представляющие собой игнимбриты, близкие к лавам. По наличию включений можно выделить два типа: 1) кластолавы и 2) лавобрекчи.

Причем дальнейшее деление может проводиться по пористости. Кластолавы и лавобрекчи могут иметь основную массу и обломки плотными, слабопористыми и сильнопористыми (пузыристыми) подобно арктикским туфолавам или арктиктуфам, как их неправильно принято называть. Основная масса может быть пористой, а обломки — плотными, и наоборот.

К особенностям внутреннего строения можно отнести образование подушечных лав, когда лавовый поток в процессе излияния расчленяется на отдельные фрагменты и по существу превращается в лавокластит.

Наряду с этим лавовые потоки также можно разделить на жидкие и вязкие. Они определяют как внутреннее строение, так и поверхность лавовых потоков. Для жидких лавовых потоков характерны следующие особенности: 1) относительно малая мощность лавовых потоков, чаще всего 1—5 м; 2) близкая к изометричной форма; 3) пористость в верхней и нижней частях потоков; 4) пузыри, пещеры, тоннели и трубчатые полости; 5) отсутствие или малое количество глыбового материала в верхней и нижней частях потоков, но иногда образование глыбовых лав в нижних частях и по бортам потоков; 6) отток жидкого материала на крутых склонах; 7) волнистая поверхность различного типа в виде волн, многочисленных вздутий и валов коробления, шарообразных обособлений, малоамплитудной гофрировки (канатная лава), тонко- и крупноплитчатости, мелкоглыбовые образования и др. Для вязких и средней вязкости лав характерны: 1) значительная мощность 5—10 м, иногда несколько десятков; 2) лентообразная форма; 3) слабая пористость; 4) отсутствие пузырей, полостей, пещер; 5) глыбовая поверхность различного типа в виде крупных глыб диаметром более 1 м (лава санторинского типа), обломочная или мелкоглыбовая лава, плоскоглыбовая.

Обломочный (глыбовый) материал лавовых потоков рассматривается нами как лавокластит. Однако между слоем монолитной лавы и лавокластитом обычно находится слой лавобрекчи. Наряду с текстурными особенностями лавы приобретают различные структуры. Ламинарное течение лавы способствует образованию трахитовой структуры. В областях закалки лав образуются стекловатые структуры, далее от поверхности образуются гиалоидитовые, а в центральных частях потоков интерсертальные или в мощных потоках долеритовые структуры.

В процессе формирования экструзий также образуются различные текстуры и структуры лав, главным образом в апикальных и периферических частях*.

Внутреннее строение лавовых потоков и экструзий. Лавовые потоки и экструзии обычно обладают неоднородным строением, обусловленным зональным расположением разновидностей пород (лавобрекчи и кластолава, лавокластиты, обсидианы, мареканиты, перлиты и др.),

* Строение лавовых потоков рассмотрено в главе «Генетические типы вулканитов».

флюидальностью, полосчатостью, пористостью, степенью кристалличности, отдельностью и трещиноватостью. Неоднородности степени кристалличности и внутреннего строения определяются под поляризационным и электронным микроскопами. Перечисленные неоднородности располагаются в пределах лавовых потоков и экструзий в зависимости от формы лавового тела, условий его залегания и формирования, что создает определенный структурный рисунок. Закономерности расположения неоднородностей и трещиноватости в значительной мере изучены и это позволяет в древних толщах по останкам куполов и лавовых потоков определять их первичные формы. Это оказывает большую помощь при картировании вулканических формаций и определении качества лав как полезных ископаемых.

Зональное распределение пород в пределах лавовых тел.

В процессе излияния лавы или выжимания ее в результате перепадов давления и влияния физико-географических условий из одного расплава формируются различные горные породы. Наибольшие изменения наблюдаются в кислых лавах. Детальное изучение экструзий и лавовых потоков кислых вулканических стекол (перлитов) и сопутствующих пород дало большой фактический материал. Наиболее разнообразная зональность наблюдается в лавовых куполах. В приконтактных или периферических частях образуются лавобрекчин и кластолавы, обычно состоящие из нераскристаллизованного материала, далее следуют монолитные вулканические стекла, которые от периферии куполов гидратируются и переходят в перлиты и марканыты, а ближе к центру иногда сохраняются в виде обсидианов. Затем породы переходной зоны формируют такситы, состоящие из переслаивания перлита (обсидианов) и липарита, а в центральных частях сохраняются липариты [84].

Лавовые потоки. Текстуры лав можно проиллюстрировать на перлитах. При изучении месторождений перлитов лавовые потоки нами разделялись на четыре типа: 1) сплошные стекловатые, состоящие из перлита; 2) стекловатые, состоящие в верхней части из перлита, а в нижней из кластолавы; 3) стекловатые (перлит, кластолава) только в нижней части, а в верхней — сложенные липаритом; 4) стекловатые в верхней и нижней частях, а в средней, представленные липаритом (рис. 2). Мощность кислых стекол в сплошных лавовых потоках колеблется от 20 до 50 м. В нижней части лавовых потоков часто залегают перлитовая кластолава, состоящая из обломков перлита, сцементированных вторичной стекловатой пористой лавой. Мощность кластолавы 5—20 м. Между перлитом и липаритом обычно залегают промежуточная зона, представляющая своеобразную такситовую породу, состоящую из полос липарита или обсидиана и фельзитового липарита. Толщина полос измеряется от миллиметров до метров. Причем у контакта с перлитом прослой липарита имеют минимальную мощность, а у контактов с липаритом, наоборот. Иногда в верхней части стекловатых лавовых потоков образуется пористость, вплоть до литонидной пемзы, как, например, на Фонтанском месторождении пемзы в Армении*.

В основных и средних породах зональность вследствие разной степени кристаллизации в потоках также различна, но стекла образуются только на поверхности. Однако структуры пород изменяются только вследствие различной степени роста микролитов.

Зональность обуславливается образованием брекчиевых лав и кластолав в нижних и верхних частях потоков. Кроме того, в верхних и нижних частях потоков увеличивается пористость.

Купола. В куполах кислого состава развивается аналогичная зональность. В качестве классического примера можно привести купол Ардо возле г. Бёрегово (Закарпатье). В приконтактных частях купола в нижней части отходящего из него лавового потока образуются кластолава и брекчиевая лава, далее от контакта следует промежуточная зона (такситовая порода),

* Автором изучались перлиты Закарпатье, Камчатки, осмотрены месторождения Приморского края, Армении и Чехословакии.

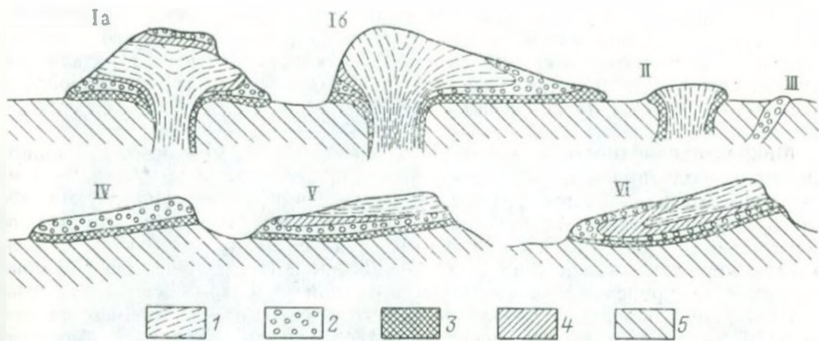


РИС. 2. Формы залегания кислых вулканических стекол:

Ia — симметричный купол; Iб — асимметричный купол; II — шток; III — дайка; IV — простой лавовый поток; V — лавовый поток с перлитом в нижней части; VI — лавовый поток с перлитом в нижней и верхней частях. 1 — липарит; 2 — перлит; 3 — брекчиевая лава и кластолава; 4 — породы переходной зоны; 5 — фундамент

состоящая из прослоев перлита и липарита. Центральная часть купола сложена липаритом с ярко выраженной флюиальностью, трещиноватостью и зонами пористости, параллельными флюиальности. На вершине купола Ардо развиты также переходные такситовые породы и перлиты (рис. 3).

В куполах основного и кислого состава зональность выражена проце. В приконтактных частях развивается кластолава и брекчиевая лава, а вследствие отсутствия стекол нет такситовых пород. В апикальных частях образуются брекчиевые лавы и кластолавы. Флюиальность в основных породах почти не заметна, но зато системы трещин закономерно соответствуют формам экструзий.

Штоки представляют собой вертикальные трубообразные тела. В плане они круглые или эллипсоидальные, реже неправильной формы. Липаритовые купола в Закарпатье возле г. Хуста в периферических частях штоков сложены кластолавой или лавобрекчией перлита мощностью 8—10 м, образующих рубашку штоков. С глубиной мощность перлита уменьшается и с первых десятков метров он исчезает совсем. Основная масса штоков сложена липаритом. В штоках основного и среднего состава по периферии также образуются кластолавы и лавобрекчии.

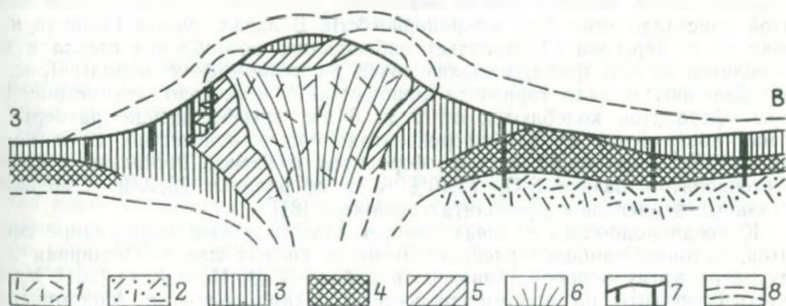


РИС. 3. Строение купола Ардо на окраине г. Бёрсегово:

1 — липарит; 2 — туфы липарита; 3 — перлит; 4 — брекчиевая лава и кластолава; 5 — породы переходной зоны; 6 — направление флюиальности; 7 — скважины; 8 — предполагаемые контуры

Дайки. В дайках зональность выражена слабо. Дайки основных пород в приконтактной части иногда образуют кластолаву, тонкую трещиноватость и пористость, в средней части еще обычно плотные с редкой трещиноватостью. Дайки кислого состава иногда полностью сложены перлитом. Мощность основных даек обычно невелика 2—5 м, редко больше, кислых — 10—20 м.

Микронеоднородность в лавах. Под электронным микроскопом обнаруживается неоднородность в виде сферических агрегатов размерами 2—3 мк, при этом устанавливается различный химический состав. Иногда эти обособления приобретают остроугольные формы, подобные тем, которые образуются в пеплах кислого состава. В вулканических продуктах вулкана Безымьянского извержения 1965 г. Ю. М. Дубик и Н. А. Меньяйлов [43] обнаружили в низкопреломляющем бесцветном или в слабозеленоватом стекле $N 1,495—1,497$ округлые глобулы зеленовато-бурого стекла размерами от 5 до 30 мк, с $N 1,516 \pm 0,002$, вероятно, обусловленные ликвацией. Аналогичные неоднородности наблюдал О. Н. Волюнец [29] в породах куполов Дзензур и Хангар (Камчатка). В. В. Наседкин [101] выделяет разновидность фельзита, фибролит с одноименной структурой, представленной агрегатом ориентированных или беспорядочно расположенных волокон*.

В большинстве случаев волокна ориентированы перпендикулярно к некоторой оси, направление которой совпадает с направлением флюидальности породы. Применение электронного микроскопа и рентгенофазового метода позволили ему выявить биминеральный (санидин и кристобалит) состав, иногда с примесью стекла.

Неоднородность в лавах в виде увеличения кристаллической фазы с концентрацией фенокристаллов граната в апикальных частях кислых экструзий наблюдалась мной в Закарпатье [81].

Аналогичные наблюдения сделаны О. Н. Волюнцем [29] в пределах кислых экструзий Дзензур, Купол, экструзий Плоская на Камбальном хребте, Попова на Большом Семячке и др. Там же проявляется неоднородность оптических свойств фенокристаллов. Степень окисленности амфибола и биотита меняется. В периферических частях роговая обманка зеленая, буровато-зеленая, а в центральных раскристаллизованных зонах экструзий она сменяется бурой базальтической. Степень опацификации амфибола также растет к центральной части. Массовые измерения состава плагиоклаза показали, что основность его уменьшается к центру от 37,6 до 35,4 Ап (Южно-Купольная экструзия). Неоднородность химического состава выражается в возрастании к периферии SiO_2 от 0,5 до 3% и H_2O от 1 до 4% и в снижении Al_2O_3 от 1,5 до 0,3%. Снижаются также полуторные окислы железа, магния, марганца. Отмеченные неоднородности О. Н. Волюнец объясняет эманационной дифференциацией расплава, связанной с дегазацией на земной поверхности. В вязких лавах неоднородности возникают вследствие избирательной полоччатой кристаллизации, или микропористости. В лавах купола Пеликан к востоку от г. Бергово (Закарпатье) наблюдались обособления стекла в виде сферолитов белого цвета, выделяющихся на черном фоне породы (рис. 4). Они залегают в виде горизонта мощностью в несколько дециметров. Размеры сферолитов колеблются от 2 до 6 мм, преобладающие размеры 4—5 мм; поверхность их слабосероховатая; общее количество их в породе около 10%. Химический состав сферолитов и базиса несколько отличный. В стекловатом базисе SiO_2 72,40%, а в сферолитах 78,40%. Содержание остальных элементов в сферолитах понижено [81].

К неоднородностям в лавах следует отнести также образование сферолитов, которые наиболее распространены в кислых лавах. Обширная литература по этому вопросу приведена в работе В. В. Наседкина [101]. Удобно делить сферолиты на мономинеральные и полиминеральные.

* Изучая игнимбриты под электронным микроскопом Н. В. Короновский [111] пришел к выводу (нам кажется ошибочному), что пепловые структуры, наблюдаемые в игнимбритах, представляют собой неоднородности мощных лавовых покровов лавинитов и якобы имеют не пирокластическую, а лавовую природу.

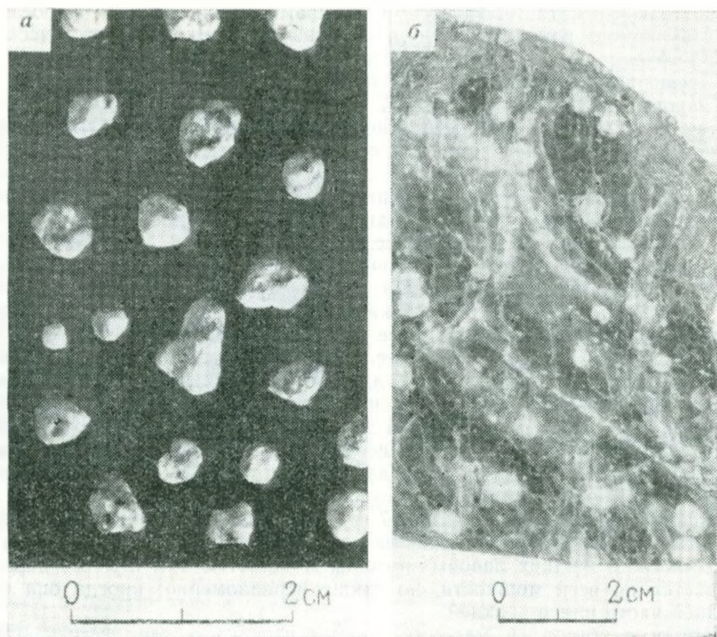


Рис. 4. Сферолиты:

а — извлеченные сферолиты; *б* — сферолиты в перлите

ные сферолиты представлены обычно кристобалитом или щелочным полевым шпатом. Полиминеральные сферолиты образуют множество морфологических разновидностей: одноцентровые, «глазковые», всеорообразные, зональные сферолиты и др. Минералы, входящие в состав сферолитов, чаще представлены кристобалитом, калиевым полевым шпатом, кварцевым шпатом, кварцем, гематитом, стеклом и др. Более крупные преимущественно шаровые обособления в кислых лавах описаны в других работах [107].

Пористость

Пористость лав может быть обусловлена: 1) газонасыщенностью породы; 2) разрывами лавы в процессе ее извержения; 3) вспучиванием дробленых участков лавы (вторичная).

Пористость вулканитов является одним из важнейших факторов, обуславливающих качество породы как полезного ископаемого, а также как коллектор воды и нефти, основание под фундаменты и пр. Р. Шрок [132], изучал пористость лавовых потоков для определения направления движения лавовых потоков или последующей их деформации. Вместе с тем закономерности образования пористости вулканитов находятся в стадии изучения. Еще недостаточно исследованы отношение газонасыщенности и вязкости лав, распределение в породе пористости в зависимости от движения лавы; условия образования различных форм пористости; влияние ее на физические свойства породы и т. д.

Пористость, обусловленная газонасыщенностью. Магма кислого состава более газонасыщена, чем магма основного состава. Это наглядно можно наблюдать при извержении вулканов. Извержения вулканитов кислого состава

сопровождаются катастрофическими взрывами, приводящими к обезглавливанию вулканов, излиянию мощных газонасыщенных пирокластических потоков, выбросу пирокластики в атмосферу на десятки километров. В то же время извержения основных вулканов сопровождаются спокойным излиянием лавовых потоков и небольшой силы взрывами. Однако пористость образуется в сочетании газонасыщенности и вязкости расплава. Кислые расплавы образуют наиболее пористые вулканиды, когда в процессе извержения происходит вспучивание лавы и ее дробление на обломки и формирование мощных накоплений пемзы. Основная магма несмотря на слабую газонасыщенность также часто дает вулканиды с большой пористостью благодаря малой вязкости расплава. Лавы среднего состава, как правило, слабопористые, за редким исключением (арктические туфолавы). Вместе с тем на вязкость и пористость влияет также состав газов. Главная составляющая газов — водные пары. Лавовые потоки андезито-дацитового состава вулкана Карымского содержали значительное количество фтора, что, вероятно, уменьшило их вязкость. Пористость, обусловленная газонасыщенностью лав, развивается неравномерно. В жидких лавовых потоках, особенно в их верхних частях, образуются поры, близкие к шаровой и эллипсоидальной формам. Несколькими ниже быстро застывающей верхней корки лавы происходит движение лавового потока, деформирующего поры, вследствие чего вначале они вытягиваются в трубчатые или эллипсоидальные поры, а затем приобретают неправильную форму. В жидких газонасыщенных лавовых потоках (с обычной для них мощностью около 5—7 м) поры располагаются в верхней четверти потока и примерно в $\frac{1}{4}$ нижней части, постепенно уменьшаясь к средней их части. В жидких лавовых потоках мощностью 1 м и менее пористость развивается по всей мощности, но также неравномерно; иногда она больше в средней части или в верхней.

Наряду с обычными мелкими порами изредка в лаве встречаются пузыри диаметром 1 м. Несмотря на большую пористость основных лавовых потоков, они даже при небольшой мощности не имеют такой пористости, как шлаки, образующиеся в результате выбросов отдельных комков лавы. Автором только однажды наблюдался лавовый поток мощностью 0,3—0,4 м, близкий по пористости к шлаку с шаровыми порами на вулкане Синдинский, к северо-востоку от г. Хабаровска [80]. Следует упомянуть уникальные лавовые потоки дацитового состава вулкана Арагац (Армения), широко известные как туфолавы, или арктикуфы. Плотность их варьирует от 0,67 до 1,73 г/см³. Основная масса лавы напоминает застывшую пену с большим количеством мелких шаровых пор в перегородках, отделяющих крупные поры эллипсоидальной и неправильной формы. Порода переполнена также весьма пористыми обломками. В андезитовых лавовых потоках пористость развивается главным образом в глыбовом материале, слагающем верхние части потоков. Поры обычно неправильной формы. В вязких андезитовых лавках Закарпатья можно наблюдать своеобразные плоские поры. Их высота менее 1 мм, а в плане они имеют округлую форму диаметром 3 м, причем в разрезе они располагаются в виде неправильной полосы, отделенной плотной породой толщиной 1—2 см. В разрезе создается впечатление своеобразной «слоистости» (рис. 5).

Лавам кислого состава свойственны поры неправильной формы небольшого размера. Иногда вулканические стекла обладают мельчайшей пористостью, в этом случае они приобретают белый, серебристый цвет и перламутровый блеск. Плотные обсидианы в Армении переходят в пористые, образуя так называемые литонидные пемзы. В Армении известен целый ряд таких месторождений: Гутансар, Фонтан, Алапарис, Безен и др. Поры имеют округлую форму, эллипсоидальную, трубчатую, а текстуры струйчато-волоконистые и пенисто-губчатые. Пористость литонидных пемз варьирует от 25 до 60% [52]. В кислых лавах тонкая пористость очень часто располагается зонально, образуя хорошо выдержанные параллельные прослои, создающие полосчатые текстуры. Проведенные мной исследования шлаков ряда камчатских вулканов под электронным микроскопом Стерноскан-600 показали тонкую пористость вещества. Так, например, шлаки Олимпийского прорыва 1972 г. вул-

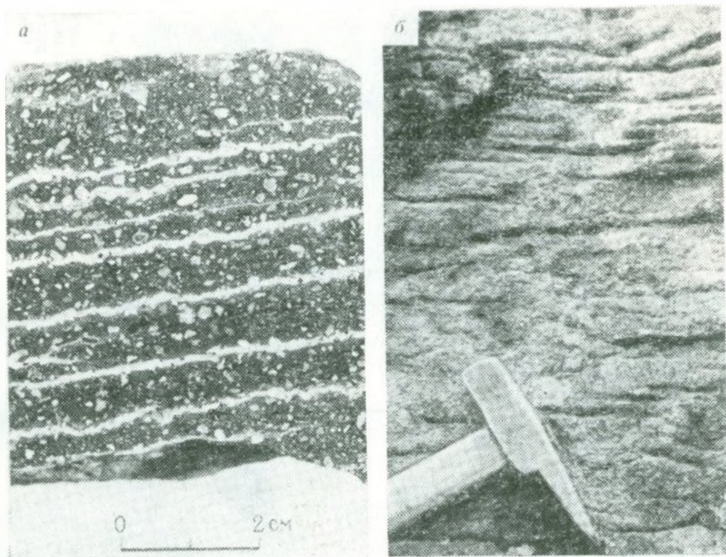


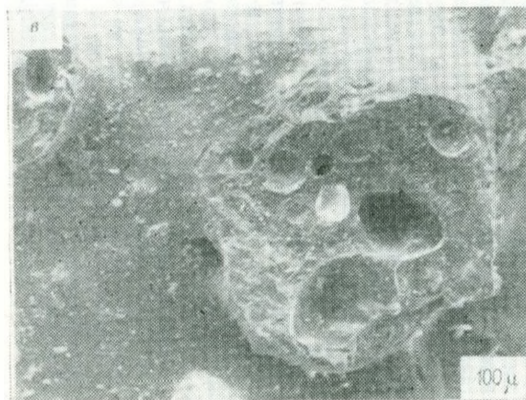
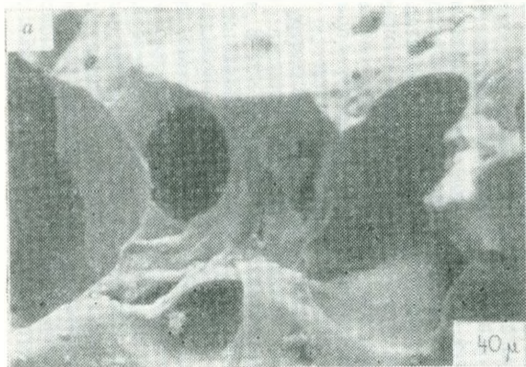
РИС. 5. Плоские поры в андезите:
 а — в полированном образце; б — в обнажении

кана Аланд обладают весьма густой пористостью с размерами пор от 5 до 100 мк (рис. 6, а). Шлаки вулкана Тятя извержения 1973 г. имеют диаметры пор от 40 до 200 мк (рис. 6, б), а шлаки Южного прорыва Большого трещинного Толбачикского извержения 1976 г. от 10 до 200 мк (рис. 6, в). Причем отдельные группы пор имеют диаметры 0,5 мк (рис. 6, г). Форма пор шаровая и эллипсоидальная. Стенки пор обычно гладкие. Иногда объем пор размерами 40—100 мк составляет около 20—40%.

Пористость, обусловленная разрывами лавы. В лавовых потоках и экстрюзиях липаритового, дацитового и часто андезитового состава в процессе движения в породе образуются в начале трещины, а затем они растягиваются в поры различной формы. Изучение этого типа пор позволяет определять направление движения лав и реконструировать эродированные части экстрюзий. В вязких лавах в процессе неравномерности (полосчатости) кристаллизации, проявляющейся в виде флюидалности, образуются чередующиеся полости с разной степенью кристаллизации, что подчеркивается иногда цветом. В процессе движения лавы в нераскристаллизованных прослоях происходит их утонение, а в раскристаллизованных образуются трещины.

Так, например, к западу от г. Хуста (Закарпатье) в одной из экстрюзий липарита в переходной зоне от перлита к липариту порода состоит из переслаивающихся прослоев перлита и витролипарита толщиной 2—3 мм. В процессе движения и одновременного твердения лавы в прослоях витролипарита происходит образование трещин, перпендикулярных направлению лавы. В плане поры образуют полосы длиной 3—5 см [81]. Вероятно, прослойки имели разную степень вязкости, что в перлите (стекло) вызывало растяжение, а в витролипарите — трещиноватость (рис. 7). Полосчатая зональная кристаллизация может влиять на образование и иного типа пористости.

В одной из экстрюзий андезита к северу от г. Мукачево (Закарпатье) наблюдается переслаивание андезита темно-серого цвета мощностью 10—12 см с андезитом светло-серого цвета и толщиной 3—5 см. Темно-серый андезит менее раскристаллизован и в нем образуются трещины (поры), параллель-



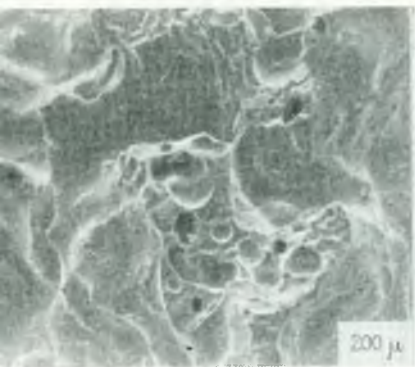


РИС. 6. Пористость под электронным микроскопом:

а — шлак Олимпийского прорыва вулкана Аланд, 1972 г.; *б* — шлак вулкана Тятя, 1973 г.; *в* — шлак Южного прорыва БТТИ, 1976 г.; *г* — тот же шлак

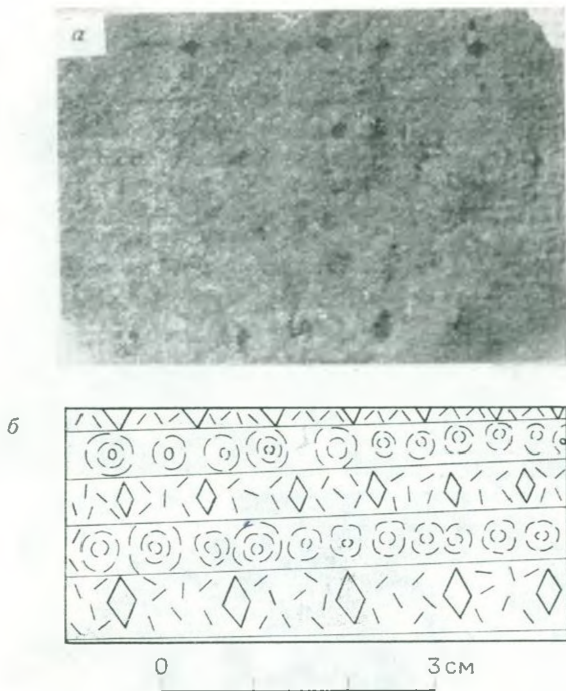


РИС. 7. Поры ромбического сечения в липарите:
а — фото; б — зарисовка

ные движению лавы длиной 3—10 см и толщиной 1 мм, а в более раскристаллизованном андезите светло-серого цвета — перпендикулярные поры (трещины) длиной 3—5 см и высотой до 1 см. В плоских порах, параллельных движению лавы, иногда кристаллизуются тридимит и кристобалит (рис. 8).

Вторичная пористость обусловлена вспучиванием обломков лавы. Она развивается в нижней и верхней частях лавовых потоков и по периферии экструзий преимущественно кислого состава.

На Камчатке, в Закарпатье, Армении, Приморском крае и других вулканических областях в куполах и отходящих от них лавовых потоках образуется кластолава, состоящая из обломков и глыб плотной лавы, сцементированных тонкопористой лавой. В особенности это хорошо видно в липаритовых стеклах, где черные глыбы перлита или обсидиана размерами до 0,3 м (редко 1 м) в поперечнике сцементированы белой лавой (рис. 9). В многочисленных переход-

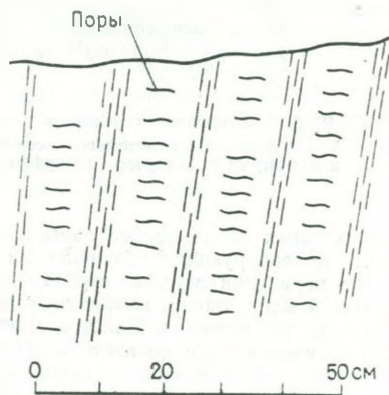


РИС. 8. Перпендикулярная трещиноватость в полосчатом андезите различной вязкости

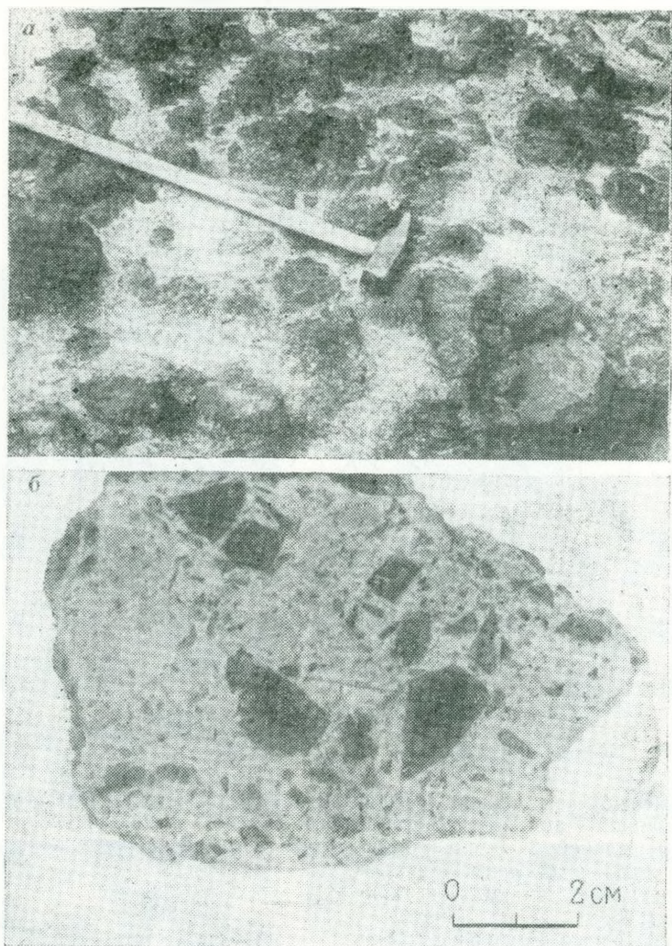


РИС. 9. Вторичная пористость в цементирующей массе кластолавы:
а — андезитовая кластолава к северу от г. Ужгород; *б* — липаритовая кластолава к востоку от г. Берегово (Закарпатье)

ных зонах от спекшейся лавы к обломочному материалу было установлено, что цементирующая вторичная лава состояла из мелких псаммитовых обломков первичной лавы и, вероятно, вследствие вторичного разогрева расплавилась и вспучилась в компактную пористую массу. Размер пор обычно до 1 мм, форма пор шаровая. При этом процессе происходит расплавление микролитов, в результате чего показатель преломления вторичной лавы больше, чем у обсидиана. Аналогичное спекание тонкообломочного материала наблюдается в верхних и нижних частях лавовых андезито-базальтовых потоков, побочных прорывов вулкана Ключевского и в других регионах.



РИС. 10. Флюидальность и полосчатость, выраженные различной степенью кристаллизации и пористостью на Фонтанском месторождении обсидиана к северу от Еревана. Высота обнажения 1,5 м

Флюидальность

Флюидальность хорошо проявляется в кислых породах. Менее четко в породах среднего состава и почти не выражена в породах основного состава. Внешне флюидальность выражена тонкими полосами разных цветов и оттенков. Толщина их измеряется первыми миллиметрами. Они соответствуют направлению движения лавы. Флюидальность выражена тонкой полосчатой неоднородностью. Неоднородность проявляется в разной степени кристаллизации (рис. 10). В стеклах она обуславливается различным ростом зародышей микролитов, в более раскристаллизованных породах — различной валентностью железа или пористостью. Иногда флюидальность улавливается только под микроскопом. Поэтому различают флюидальные текстуры, определяемые макроскопически, и микроскопические структуры. По флюидальности можно определять направление движения лавы, но при этом нужно учитывать, что в лавовых потоках и особенно экструзиях происходит не ламинарное, а турбулентное движение. Между зонами с линейными полосами часто располагаются зоны с волнистой флюидальностью.

Полосчатость

В отличие от тонкой неоднородности и флюидальности полосчатость в лавах обусловлена грубой неоднородностью. Отсюда название текстур полосчатая и полосатая. Наиболее распространены полосчатые текстуры, обусловленные: 1) разной степенью кристаллизации лавы одного состава; 2) разным вещественным составом; 3) различной степенью пористости; 4) разрывами лавы на субпараллельные полосы и 5) брекчированными зонами.

Полосчатость, обусловленная различной степенью раскристаллизации, наиболее распространена в экструзиях*. В куполе Суелич

* Часто степень раскристаллизации контролируется изменениями состава лавы.

вулкана Шивелуч (уничтоженном во время извержения 1964 г.) темные менее раскристаллизованные полосы сменяются светлыми более раскристаллизованными. Отмеченные выше переходные такитовые зоны в липаритовых куполах Закарпатья, Камчатки, Северо-Востока, Приморья и других регионов представляют собой чередование полос вулканических стеклов (перлит, мареканит, обсидиан) с липаритом [81, 114]. Мощность этих зон колеблется от нескольких до 100 м. Мощность прослоев варьирует от миллиметров до метров.

Полосчатость, обусловленная разным вещественным составом, наблюдается редко, она встречена мной в плещеновых лавах Закарпатья к северу от г. Мукачево, у с. Сборовице [81]. Здесь в карьере обнажены тонкополосчатые лавы светло-серого и черного цвета, слагающие небольшую экструзию. Толщина полос от 1 см до 3—4 дм, соотношение прослоев разного цвета почти одинаковос. Черные разновидности слабо раскристаллизованы и представлены андезито-базальтом, а светло-серые — андезито-дацитом. Аналогичные полосчатые лавы в виде глыб были встречены в юго-восточной части вулкана Шивелуч с полосами толщиной от 0,5 до 2 см. Темные полосы представлены базальтом, а светлые — андезитом. Полосчатые лавы, развитые на южном склоне вулкана Большая Зимица, описаны К. Н. Рудичем и К. М. Тимебаевой [121]. По их данным лавовые потоки мощностью 2—3 м и длиной до 100 м содержат плоскопараллельные полосы светло-серого цвета, сложенные андезито-дацитом и темные — андезито-базальтом. Толщина их измеряется сантиметрами. Граница между полосами четкая, но часто наблюдаются изгибы, раздувы, пережимы и весьма сложная узорчатость. Авторы полагают, что образование полос разного состава обусловлено гравитационной дифференциацией в изливаемом потоке. На вулканах Ича и др. также встречены полосчатые лавы с разным вещественным составом.

Полосчатость, обусловленная различной степенью пористости, наблюдалась мной в липаритовых лавах куполов Ардо, Керек, Малый в районе г. Бёрегово. Пористые зоны располагаются в виде полос; мощность пористых зон 5—10 см, а плотных — 0,15—0,5 м. Пористые зоны содержат 30—40% пор и напоминают шлак. Форма пор или шаровая, или эллипсоидальная. Длина пористых прослоев прослеживается до 50 м. Переходы от пористых зон к плотным постепенные. Пористые зоны, наиболее доступные для проникновения гидротермальных растворов, подверглись слабой аргиллизации, поэтому четко выделяются светлой окраской.

В плотных липаритах иногда развивается шестигранная столбчатая отдельность, расположенная перпендикулярно пористости. В куполе Ардо столбы имеют диаметр 20—30 см и высоту около 50 см [81].

Флюидальность липаритов этих куполов строго соответствует направлению пористых зон. Благодаря четко выраженной полосчатости строение липаритовых куполов было определено с предельной точностью, что значительно облегчало поиски и разведку перлитов.

Полосчатость, обусловленная разрывами лавы на субпараллельные полосы, наиболее распространена в вязких лавовых потоках кислого и среднего состава. В лавах андезитового состава Закарпатья она была встречена в виде: 1) слабоволнистых тонких трещин; 2) трещин со смятыми краями и 3) трещин с желобообразными углублениями.

Слабоволнистые тонкие трещины ориентированы параллельно поверхности покрова. Они располагаются от 0,5 до 3 см одна от другой и имеют длину от 5 см до нескольких десятков сантиметров с амплитудой волнистости 1—2 мм. При раскалывании породы по трещинам обнаруживается слабобугристая поверхность (рис. 11, а, б).

Трещины со смятыми (гофрированными) контактами развиваются в лавовых потоках и экструзиях при смещении плоскости. В результате на них возникает волнистая поверхность с амплитудой 1—3 мм, несколько напоминающая поверхность канатных лав (рис. 11, в). В поперечных разрезах трещины смятия образуют хорошо выраженную полосчатость.

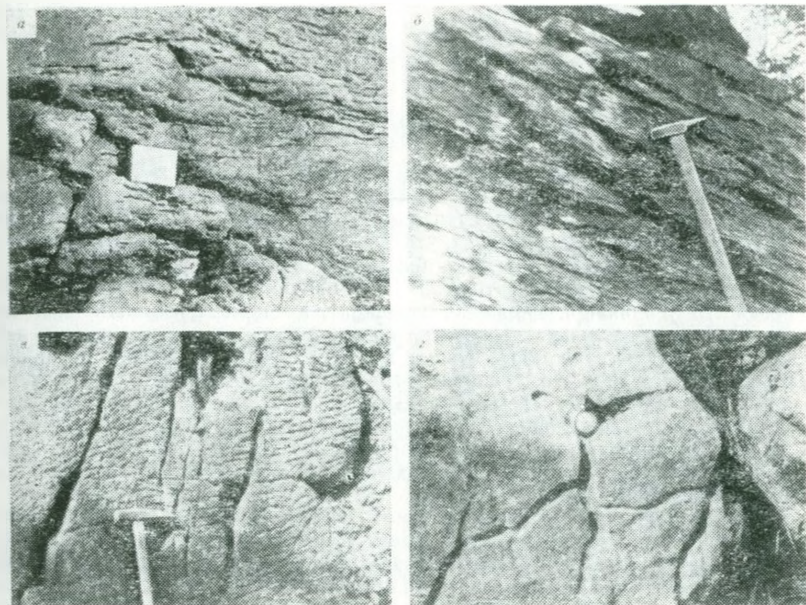


РИС. 11. Полосчатость, обусловленная разрывами лавы на субпараллельные полосы: а — базальт на прорыве Бакланьем вулкана Алайд; б — андезит в Закарпатье; в — гофрированная поверхность плоскости сжатия; г — образование желобообразных трещин в андезите на поверхности плоскости растяжения, там же

Трещины с желобообразными углублениями возникают также в лавовых потоках и экструзиях на плоскостях отдельности. Образование желобообразных углублений, вероятно, происходит вследствие растяжения во время смещения лавы по плоскостям отдельности. На плоскости, где происходит растяжение, образуются глубокие трещины, которые, расширяясь в разрезе, приобретают форму желобов, а в плане — форму ветвящихся борозд (рис. 11, г). На контактирующей плоскости в это время происходит гофрировка или другие формы, возникающие вследствие сжатия.

Полосчатость, обусловленная брекчированными зонами, широко развита в экструзиях. Наблюдения за ростом купола Нового вулкана Безымянного и купола Суелича вулкана Шивелуч, а также изучение разрезов многочисленных куполов Закарпатье и других регионов показали, что рост куполов происходит обычно неравномерно. Выпирающий массив расчленяется на несколько вертикальных пластин, вдоль которых происходит дробление породы с образованием зон лавобрекчий или кластолав. Описываемая полосчатость весьма грубая. Плотная лава имеет мощность несколько первых метров, а брекчированные зоны 0,5—2 м и более. При мощных брекчированных зонах и при малом количестве зон впечатление полосчатости не создается.

Описанные типы полосчатости совпадают с флюиальностью, которую в основных породах не всегда удастся заметить, и тогда полосчатость способствует реконструкции полуразрушенных экструзий.

Наряду с первичной полосчатостью иногда в эффузивных породах возникает вторичная, обусловленная окраской окислами железа гидротермально измененных пород. Примером могут служить так называемые болнисские туфы Грузии, фактически представляющие собой экструзии и лавы

мощных потоков мелового возраста. Ими облицованы многие здания Тбилиси и других городов. В Москве они использованы для внутренней отделки Дворца съездов. В отличие от первичной полосчатости вторичная не может служить для реконструкции экструзий.

Трещиноватость и отдельность

Поскольку образование трещиноватости и отдельности в лавовых телах обуславливается их формой, это позволяет решать обратную задачу — по трещиноватости и отдельности судить о форме лавовых тел в тех случаях, когда сохранилась только часть их, что необходимо при изучении вулканитов в древних вулканических областях, или определять центры извержения.

Об образовании отдельности А. Н. Заварицкий пишет: «Вследствие растягивающего усилия при движении (течении), а также контракционных напряжений во время только что затвердевшей породы и других причин, действовавших во время ее образования, в ней возникают трещины первичной отдельности, прежде всего трещины растяжения. Контракционные трещины связаны с сокращением массы породы и ориентированы перпендикулярно с положением охлаждающей поверхности и со скоростью охлаждения» [45, с. 79]. Таким образом, А. Н. Заварицкий отмечает два вида первичных трещин: 1) образующихся во время движения лавы и 2) контракционных напряжений во время остывания лавы.

При описании полосчатости рассматривалась трещиноватость, которая образовалась в процессе движения лавы. Ее можно отнести к синхронной трещиноватости, образующейся в период становления экструзий и лавовых потоков. Второй тип трещиноватости образуется в период прекращения движения лавы и ее охлаждения. Этот вид трещиноватости можно назвать не синхронным становлению лавовых тел. Кроме того, в лавах возникает вторичная трещиноватость: 1) в результате выветривания, например, образование шаровой отдельности и 2) в результате тектонических напряжений. Точная диагностика трещиноватости позволяет проводить реконструкцию разрушения лавовых тел и избежать ошибок, допускаемых и теперь при неправильном определении вторичной шаровой отдельности, когда она принимается за первичную (рис. 12). Здесь рассматривается первичная отдельность, не синхронная становлению экструзий и лавовых потоков*.

В зависимости от физических свойств лавы и условий ее застывания образуется различного рода трещиноватость, определяющая виды отдельности.

| Тип трещиноватости | Отдельность |
|---|--|
| Беспорядочная, грубая | Блоковая, глыбовая |
| Правильная, параллельная и перпендикулярная направлению движения лавы (плоскости потоков) | Кубическая, параллелепипедальная и др. |
| Параллельная направлению движения лавы (плоскостям потоков) | Плитообразная или плитчатая |
| Перпендикулярная плоскостям движения лавы (плоскостям потоков) | Призматическая, столбчатая |
| Параллельная поверхностям подушек и шаров в пиллоу лавах | Сферическая |
| Повторяющая форму трубообразной экструзии | Цилиндрическая |
| Перпендикулярная поверхностям подушек и шаров | Радиальная |

Блоковая или глыбовая отдельность развивается преимущественно в лавовых потоках при беспорядочном расположении трещин. При этом образуется сложная система трещин с изогнутой поверхностью, пересекающей лавовый поток во всех трех направлениях. Редкие трещины образуют блоки, а густые — глыбы (рис. 13, а).

* Вторичная отдельность, связанная с тектоническими процессами, выветриванием и пр., нами не рассматривается.

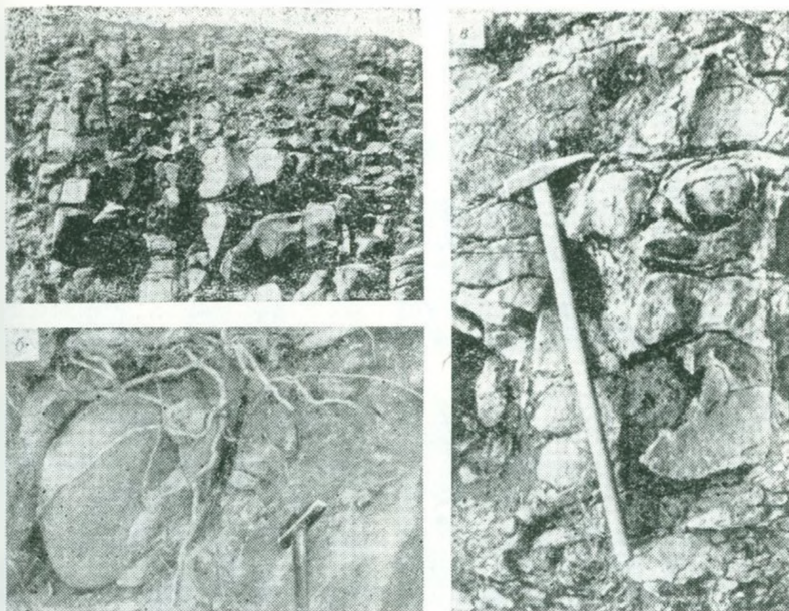


РИС. 12. Вторичная шаровая, ложно-шаровая или скорлуповатая отдельность:
 а — начальная стадия, базальтовый Берестовецкий карьер на Воляни; б — образование отдельных шаров в кальдере Головнина, о. Кунашир; в — массовое образование шаров в базальтовом куполе у с. Сельце, Закарпатье

Плитообразная или плитчатая отдельность образуется в лавовых потоках, куполах и дайках. В лавовых потоках она располагается параллельно поверхности потока. Причем если поток имеет волнистую форму, отдельность будет повторять эту форму. В экструзиях, в особенности в приконтактных частях их и близповерхностных зонах, развивается тонкоплитчатая отдельность, строго повторяющая форму экструзий. В верхних частях куполов она приобретает сферическую форму. Скорость охлаждения обуславливает густоту трещин. В периферических частях экструзий трещины располагаются через 1—5 см, создавая тонкую плитчатость, а по мере удаления от периферии, где охлаждение замедлено, трещины располагаются реже. Вследствие этого в куполах часто по периферии (у контактов) образуется плитчатая отдельность, а в центре плитообразная (рис. 13, б). В дайках в зависимости от мощности определяется густота расположения трещин. Чем больше мощность дайки, тем реже трещины. Плитчатая отдельность контролирует форму куполов и способствует их реконструкции.

Кубическая, параллелепипедальная, ромбоэдрическая отдельности распространены в крупных экструзиях и мощных лавовых потоках (покровах). Они образуются при возникновении трещин по плоскостям или более или менее правильным сечениям в трех взаимно перпендикулярных или близких к ним направлениях. Размеры блоков будут более крупные ближе к центру, а по периферии экструзий здесь также может развиваться плитчатая отдельность, что очень важно иметь в виду при промышленной оценке месторождений строительных камней. Частично вскрытые экструзии с поверхности могут быть сильно трещиноватые, а в центральной части — крупноблочные.

Столбчатая отдельность обычно свойственна жидким базальтовым лавам и экструзиям. Они более распространены в областях плат-

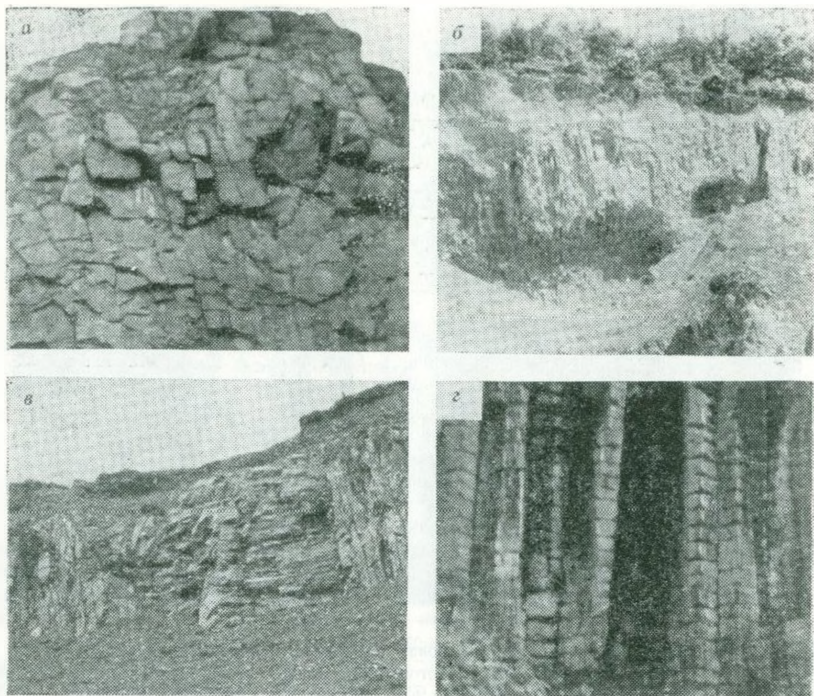


РИС. 13. Виды отдельности:

а — блоковая или глыбовая, дайки вулкана Шивелуч; *б* — плитчатая, Закарпатье; *в* — сложная столбчатая, взаимно перпендикулярная, г. Северо-Курильск; *г* — столбчатая с перпендикулярными трещинами, г. Ереван

форменного и посторогенного вулканизма, однако очень часто встречается и в лавах орогенного вулканизма. Причем вопреки распространенному мнению о приуроченности ее к базальтовым лавам, она встречается в лавах любой кислотности: дацитах, липаритах. Как правило, столбы ограничены более или менее правильными поверхностями от трех до восьми. К западу от г. Петропавловска-Камчатского вблизи р.левой Тополовой развиты базальты с цилиндрическими столбами. Цилиндрические столбы в андезито-базальтовом потоке имеют высоту 2—2,7 м и диаметр 0,4—0,5 м. Каждый столб окружен шестью аналогичными столбами. В местах соприкосновения наблюдаются грани шириной 3—5 см. Промежутки между столбами заполнены мелкими обломками лавы и шлаком. На отдельных участках наблюдается начало перехода цилиндрических столбов в многогранные с плоскостями шириной от 5 до 25 см и обычные призматические столбы. На высоте 1,2—1,3 м столбы пересечены горизонтальными трещинами.

Столбчатая отдельность мной наблюдалась во многих местах Камчатки, Курильских островов, Закарпатья, Закавказья, Волыни, Сибири, Чехословакии, Румынии и других районах [81, 87]. Она развивается в лавовых потоках — экструзиях, дайках и штоках, не выходящих на поверхность. Количество граней в отдельностях наблюдалось от 3 до 8; ширина граней от 1—2 дм на Королевской Горке возле г. Хуста до 1 м на Волыни, на о. Карагинском (Камчатка), у с. Сельце в Закарпатье и других пунктах. Высота столбов варьирует от нескольких дециметров до 150 м (в кислой экструзии

в хр. Сарычева) [114]. Ориентировка столбов в зависимости от формы тела может быть вертикальной — в лавовых потоках, горизонтальной — в дайках и веерообразной или других сложных форм — в экструзиях. Иногда столбчатая отдельность наблюдается среди лавового потока с вертикальными участками с горизонтальными столбами, как это имеет место в Северо-Курильске (Курильские о-ва) (рис. 13, в).

Кроме того, столбы имеют перпендикулярную отдельность. В лавовых потоках небольшой мощности, например у р. Левоу Тополовой, всего одна, в Армении у г. Еревана их количество достигает 50, располагаясь через 0,15—0,2 м (рис. 13, г). В лавовых потоках Курильских островов, Закарпатья, Воьнии, Армении и многих других регионов, где они имеют мощность 5—8 м, перпендикулярные трещины располагаются примерно через 0,5 м (см. рис. 13, б). Учитывая, что расстояние между поперечными трещинами зависит от мощности потока и что располагаются они более или менее равномерно, мной [87] было высказано предположение, что образование их связано с ритмами охлаждения лавы. Следует напомнить, что остывание лавовых потоков мощностью 5—10 м происходит примерно в течение 5—7 лет. Они, как правило, имеют 5—7 поперечных трещин. Это соответствует «годовым» поперечным трещинам, вероятно, связанным с годовыми изменениями климата. Однако С. И. Томкиев [177] доказывает, что охлаждение потоков со столбчатой отдельностью носит характер взрыва, т. е. происходит почти одновременно. Учитывая наличие поперечных трещин, можно допустить, что мгновенное охлаждение происходит не в пределах всего потока, а на участке между поперечными трещинами. Большинство исследователей приходят к выводу, что для образования столбчатой отдельности необходимы следующие условия: 1) лава умеренной вязкости базальтового и андезито-базальтового состава; 2) прекращение движения лавы до того, как она способна течь; 3) процесс остывания лавы должен быть постепенным и равномерным. Первый и второй пункты нами провергаются, но следует отметить, что столбчатая отдельность более широко развита в основных лавах. Столбчатая отдельность развивается в лавах любого состава, вплоть до липаритового. Мной неоднократно наблюдались изогнутые столбы, что указывает на течение лавы. На юге хребта Калиман-Харгита (Румыния) карьером вскрыт столбчатый базальт, в котором наиболее заметное движение лавового потока произошло после того, как значительная часть потока снизу и сверху приобрела столбчатую отдельность, а в средней части ввиду движения лавы образовалась глыбовая отдельность (см. рис. 42).

Столбчатая отдельность во всех случаях развивается от охлаждающихся контактов, что подтверждается также на примерах Малого Кавказа [1]. Эта закономерность позволяет легко определять форму экструзий, даек и потоков в тех случаях, где лавовые тела частично эродированы или плохо обнажены. И вместе с тем дает возможность определять направление разломов, по которым поднималась лава. Все это очень важно при изучении и картировании вулканитов.

Сферическая отдельность развивается в небольших куполах или отдельных частях куполов при выжимании менее вязких лав. Здесь периферию слагают ранние порции лавы, а последующие слагают центральную часть купола, растягивая внешнюю оболочку подобно камере мяча. Такое вздутие наблюдается на одном из участков купола Шарок в г. Бэрегово. В разрезе отдельность приобретает луковичное строение.

Сферическая отдельность развивается в обособленных телах, в подушечных лавах: шарах, эллипсоидах, караваях, баллонах и пр., независимо от того, сформировались они в подводных или наземных условиях. При этом сферические трещины повторяют форму тел. Расстояния между трещинами в куполах колеблются от нескольких сантиметров до 1 м и более, а в «пушках» от 1 до 20 см.

Цилиндрическая отдельность образуется в трубообразных штоках. Чаще она проявляется в тех случаях, когда лава внедряется в рыхлые образования, охлаждается в них, приобретая цилиндрическую отдельность, а затем вмещающие породы размываются, оставляя отпрепарирован-

ной цилиндрическую экструзию с хорошо выраженной отдельностью [87, рис. 35].

Радиальная отдельность распространена в небольших близповерхностных штоках при равномерном охлаждении, и экструзиях с луковичным строением, в лавовых потоках со столбчатой отдельностью вблизи подводящих каналов и бомбах подводного происхождения. В штоках и близповерхностных экструзиях отдельность развивается от центра; в зависимости от формы тела она расходится вверх или вниз. Иногда радиальные

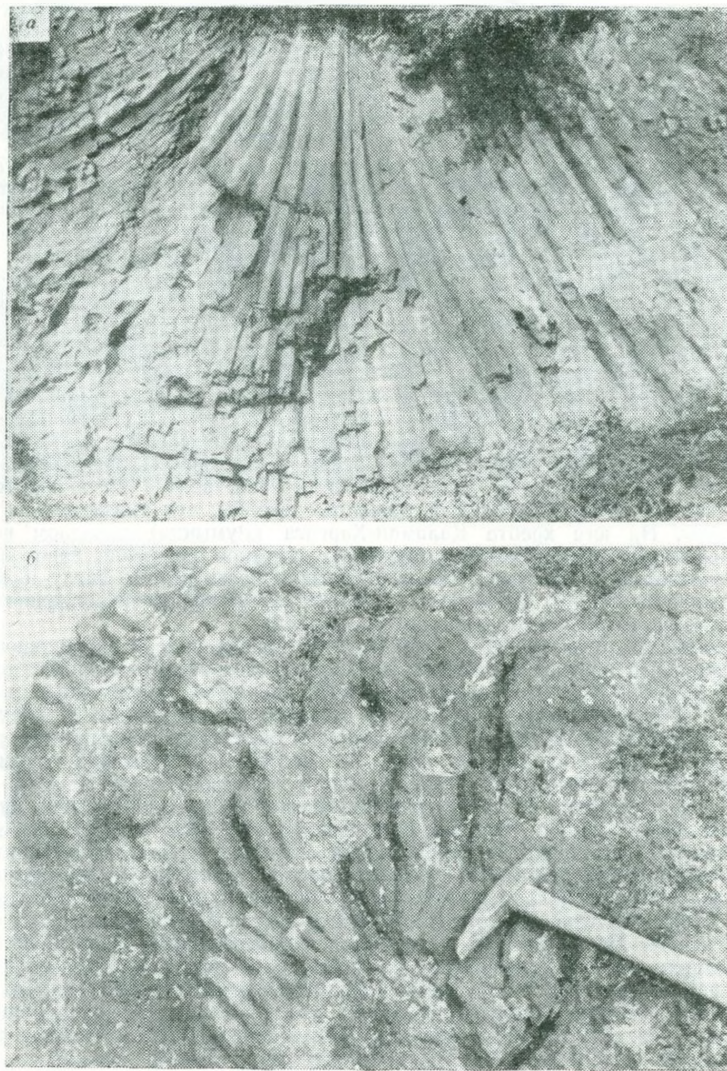


РИС. 14. Столбчатая отдельность:
a — веерообразная отдельность у с. Стапово, Закарпатье; *б* — радиальная отдельность в подводной бомбе, о. Кунашир

трещины располагаются густо и образуют всеорообразную столбчатую отдельность, как и экструзии возле с. Станово (рис. 14, а) в Закарпатье. В таких случаях столбы уменьшаются в поперечнике от периферии к центру. В Берестовицком карьере (Вольнь) вблизи подводного канала образовалась радиальная столбчатая отдельность, переходящая в горизонтальную столбчатую отдельность.

Наиболее распространена радиальная отдельность в подушечных лавах, агломератах и бомбах подводного происхождения. Всем сферическим обособленным телам свойственно при охлаждении приобретать радиальные трещины. Видимо, здесь происходит процесс, аналогичный образованию столбчатой отдельности в куполах, когда рост трещин начинается с поверхности купола к центру. Причем радиальные трещины в подушках иногда образуют подобие столбчатой отдельности (рис. 14, б). В наземных подушечных лавах радиальной трещиноватости, как правило, не наблюдается, поэтому даже в окатанных бомбах она может свидетельствовать о субквальному охлаждению обособленных тел.

Виды текстур

Исходя из изложенного можно назвать наиболее распространенные текстуры лавовых потоков и экструзий.

Однородная текстура — минеральные элементы распределены равномерно.

Плотная, или массивная, текстура в противоположность пористой характеризует породу монолитного сложения без пор и полостей.

Такситовая текстура характеризуется неоднородным сложением и включает в себя несколько типов: 1) атакситовая, или неправильно-такситовая, которая включает два подтипа: а) брекчиевидную-такситовую и б) шлирово-такситовую; 2) шаровая такситовая — текстура с неравномерным распределением в породе шаров или сферондов; 3) концентрически-скорлуповатая такситовая текстура; характеризуется отделением сферических скорлуп.

Эвтакситовая включает множество разновидностей: слоисто-такситовую, параллельно-такситовую, слонстую, полосчатую, субпараллельную текстуры. Она обозначает переслаивание различного типа неоднородностей: степень кристаллизации, состав, цвет, пористость и т. д.

Флюидальная текстура и структура характерна для лав кислого и среднего состава, в которых неоднородность лав отображает движение магматического расплава.

Перлитовая текстура обычно развивается в кислых лавах в результате гидратации стекла и образования концентрически-скорлуповатых шариков диаметром обычно 1—3 мм. Перламутровый цвет и шарообразная форма напоминают жемчуг (перл).

Мариконитовая текстура образуется в кислых лавах, когда в перлитовых породах остаются равномерно расположенные округлые участки обсидиана, не затронутого процессом гидратации. Обычно они более темного цвета.

Шаровая, или сферолитовая, текстура также обычна для лав кислого состава и характеризуется обособлениями, имеющими форму шаров или сферондов. Вопросу образования шаровых обособлений посвящен специальный сборник [107].

Пористая, или пузыристая, текстура характерна для лавовых потоков. В зависимости от количества пор применяют один из указанных терминов.

Миндалекаменная текстура представляет собой частный случай пористой или пузыристой текстуры, когда поры заполнены каким-либо минералом.

Микролитовые структуры делятся на: а) порфиновые и б) офировые: ортофирровая, фонолитовая, микропойкилитовая, трахитовая, пилотакситовая, микролитовая, интерсерральная, спилитовая, гялопилитовая, псевдосферолитовая, вариолитовая.

Криптокристаллические структуры: а) порфиновые и б) офировые: микрофельзитовая, криптокристаллически-аллотриоморфнозернистая, сферолитовая.

Стекловатые: а) витропорфиновые, б) витроафонитовые: кристаллитовая, гялиновая (стекловатая).

Промежуточные структуры: аплитотрихитоидная, переходная от гипидноморфно-зернистой к призматически-зернистой, габбро-офитовая, лучистая, радиально-лучистая, криптовая, гломеропорфировая, полифирровая, невадитовая, толейитовая, пойкилоофито-интерсерральная.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

Начиная с 60-х годов структурам вулканокластических пород стало уделяться больше внимания, чем в предыдущие годы. Во многих статьях приводятся описания и фотографии структур. Наряду с этим текстурам и структурам посвящены специальные монографии С. Н. Грешнера и Б. Н. Лапина и сборники [57]. Большое внимание структурам вулканитов уделяют палеовулканологи Карелии, Урала, Кавказа, Сибири, Дальнего Востока, Средней Азии и других регионов.

Текстуры и структуры вулканокластических пород формируются в зависимости от эндогенных и экзогенных процессов. Эндогенные процессы часто создают своеобразные текстуры и структуры, свойственные только вулканокластическим породам, как, например, образование игниспумитовых, игнимбритовых, агглютинативных, шлаковых и других текстур, в то время как экзогенные процессы могут придавать вулканитам текстуры и структуры, близкие к осадочным.

ТЕКСТУРЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

Наиболее распространены следующие текстуры: 1) кластолавовая; 2) игнимбриловая; 3) игниспумитовая; 4) глыбовая, 5) брекчиевая; 6) гиганто-брекчиевая; 7) шлаковая; 8) агглютинативная; 9) подушечная; 10) агломерато-шаровая; 11) пизолитовая; 12) шаровая; 13) желваковая; 14) массивная; 15) плотная; 16) пористая с разновидностями: скрытой пористости, шаровых пор основной массы и каналообразных пор; 17) слонстая; 18) циклическая; 19) плейчатая 20) призматическая.

Кластолавовая текстура характеризуется наличием большого количества обломков лавы в лаве. Лава и обломки отличаются по составу, цвету или текстуре. Могут выделяться разновидности: равномерно-обломочная, кластолавовая текстура, неравномернообломочная и порфировая (рис. 15, а).

Игнимбриловая текстура наряду со структурой имеет типичный рисунок, в котором на общем сером или розовом фоне выделяются горизонтальные линзобразные включения обычно черного стекла — фьямме, иногда с расщепленными концами. Если повернуть породу на 90°, они напоминают пламя свечи (фьямме — пламя) (рис. 15, б). В плане фьямме имеют округлую или изометричную форму.

* Описанию структур эффузивных пород уделяется гораздо больше внимания, чем текстурам, поэтому мы приведем здесь только классификацию их, предложенную Ю. Ир. Половинкиной и др. [119].

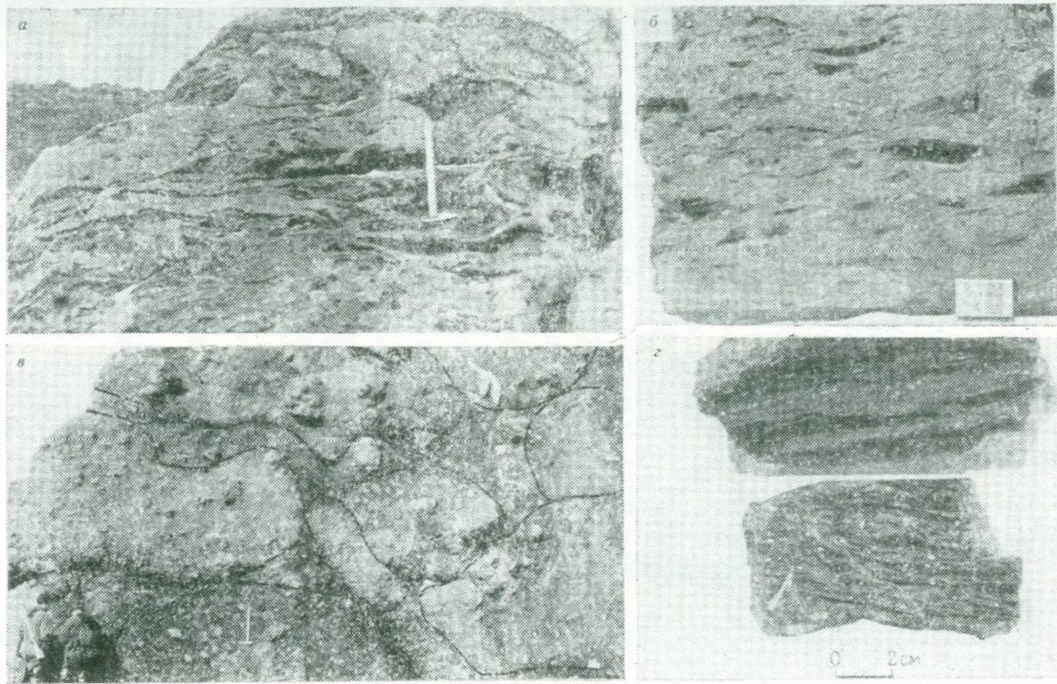


РИС. 15. Текстуры вулканитов:

a — кластолаговая текстура, вулкан Эбеко, о. Парамушир; *б* — игнимбритовая текстура, Кроноцкий залив, Камчатка; *в* — гигантобрекчиевая текстура, о. Карагинский, Камчатка; *г* — игнисумитовая текстура, Казахстан, Восточное окончание Заилийского Алатау

Игниспумитовая текстура близка к игнимбритовой, но отличается более сильным сплавлением обломочного материала в монолитную лавовую массу, в которой фьямме более вытянуто и приобретает ленточное строение (рис. 15, а). Игнимбритовые и игниспумитовые текстуры развиваются в высокотемпературных пирокластических потоках, свойственных катмайскому типу извержения.

Глыбовая текстура характерна для лавокластитов, представляющих собой хаотическое нагромождение глыбового угловатого материала. Цемент обычно гидрохимического происхождения, а наполнитель представлен мелко-обломочным лавовым материалом.

Брекчиевая текстура свойственна брекчиевым лавам и характеризуется наличием угловатых обломков лавы, спаянных в сплошную массу или сцементированных лавой того же состава и облека.

Гигантобрекчиевая текстура характеризуется нагромождением угловатых блоков литифицированных пород размерами от 1—2 до 10 м и более, сцементированных дробленным обломочным материалом этих же пород. Текстура формируется в отложениях направленных взрывов при разрушении вулканических построек и сейсмостектонических обвалов, которые широко развиты на Камчатке, Курильских островах и в других вулканических областях с проявлением преимущественно орогенного вулканизма и повышенной сейсмичностью (рис. 15, з).

Шлаковая текстура характеризует породу, состоящую преимущественно из пористых пирокластических обломков эффузивной породы обычно размером более 10 см в поперечнике без значительного количества примесей тонкого материала (рис. 16, а). Шлаковая текстура наиболее характерна для вулканических образований базальтового и андезито-базальтового состава. Она реже наблюдается в андезитовых породах.

Побочные кратеры Ключевского вулкана Билюкай, Апахончич, Туйла, Быликиной, Заварицкого, Обручева и др., образовавшиеся в последние годы и детально изученные в процессе их формирования, а также кратеры предыдущих извержений и других вулканов Ключевой группы сложены шлаковым материалом. Аналогичные шлаковые вулканы развиты в Приморском и Хабаровском краях [80, 87], в Сибири, в Армении и во многих других районах.

Образование шлаковых пород и формирование шлаковых конусов наблюдалось мной во время Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975—1976 гг., когда сформировалось четыре крупных шлаковых конуса. Шлаковые текстуры также образуются в результате спекания тонкообломочного пирокластического материала в пористую массу.

Агглютинативная текстура обусловлена спеканием пористых кусков лавы, которые при извержении иногда находятся в полупластичном состоянии и приобретают форму лепешек. Агглютинативная текстура обычно свойственна извержениям стромболианского и частично гавайского типов. Состав лавы чаще всего базальтовый или андезито-базальтовый. Образование агглютината описано Г. В. Тирредем [122] и в работах автора [87]. В процессе формирования многочисленных шлаковых конусов Ключевского вулкана наблюдаются агглютинаты (Билюкай, Обручева, Заварицкого, Быликиной и др.). Они развиты на многих других вулканах Камчатки и Курильских островов, образующиеся при стромболианских извержениях (рис. 16, б).

Подушечная текстура характеризуется сферическим строением обособленных фрагментов лавы шаровой, эллипсоидальной, карнаеобразной и других форм, в которых обычно верхняя часть подушек выпуклая, а нижняя вогнутая, повторяющая нижнюю часть подушек (рис. 16, а). Текстура развивается преимущественно в подводных условиях и реже в наземных. В подушечных лавах обычно наблюдается плотная упаковка подушек, но иногда присутствует небольшое количество мелкообломочного материала, а в подушечных агломератах часто крупные фрагменты полностью погружены в мелкообломочный материал. Трещины охлаждения и сплюснутые поры повторяют форму сфер. В подводных подушках развивается радиальная трещи-

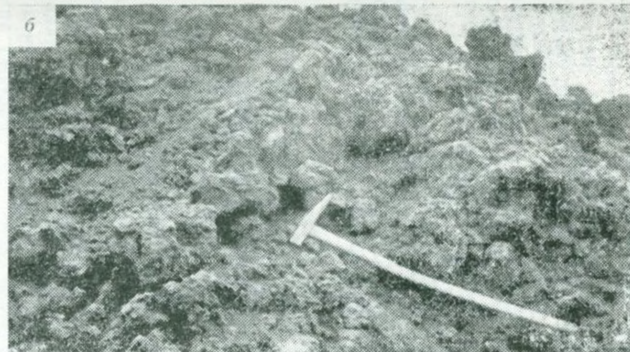


РИС. 16. Текстуры вулканитов:

а — шлаковая текстура, уплотненный шлак феоалита у подножия вулкана Пико-де-Тейде, о. Тенериф (Канарские о-ва); *б* — агглютинативная текстура, агглютинат вулкана Алайд; *в* — подушечная текстура, Азербайджан; *г* — агломерато-шаровая текстура пирокластического потока 1938 г., вулкан Авача, Камчатка

новатость, которая наиболее распространена среди подводных отложений базальтовых лав.

Агломерато-шаровая текстура представляет собой частный случай подушечной текстуры, когда подушки приобретают шаровую форму, что обычно свойственно наземным извержениям типа пирокластических потоков с пластичной лавой (рис. 16, *г*). Ложношаровая или концентрически-скорлуповатая текстура обычно развивается в лавах и игнимбритах со столбчатой отдельностью при наличии поперечных трещин, образующих блоки близкой к изометричной формы*. При выветривании происходит концентрически-скорлуповатая отдельность с образованием шаров, часто правильной формы (см. рис. 12).

Пизолитовая текстура, название которой происходит от греческого слова «пизум» — горох, характеризуется наличием в пепловой массе туфа обычно алевритовой размерности стяжений с горошину из того же пеплового материала, но несколько мельче по периферии и, как правило, другого оттенка. Это выделяет их из общей массы туфа (рис. 17, *а*).

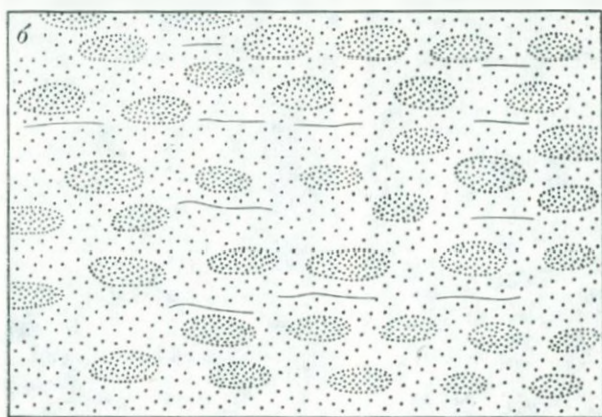
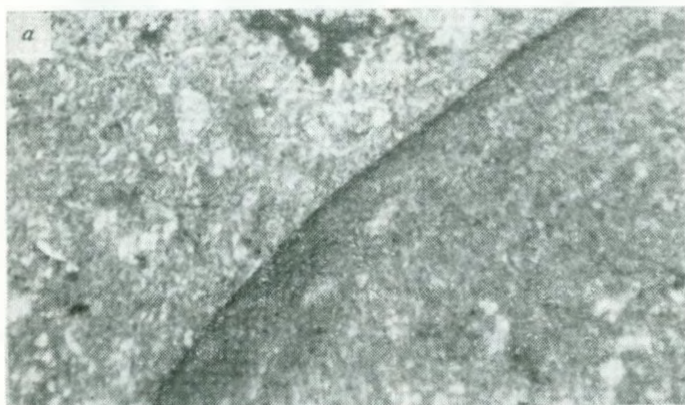


РИС. 17. Пизолитовая текстура под микроскопом (*а*) и зарисовка образца (*б*), девон Южного Казахстана

* Данная текстура обусловлена вторичной трещиноватостью, не связана с вулканическим процессом и приведена здесь только для сравнения с истинной шаровой текстурой.



Рис. 18. Шаровая текстура. Шары одиночные и сдвоенные в туфах липарито-дацита, Закарпатье

Шаровая текстура по своему сложению аналогична пизолоитовой, но отличается более крупными стяжениями, достигающими 5 и даже 20 см в диаметре. Эта текстура характерна для липарито-дацитовых туфов тортонского возраста, развитых в пределах Закарпатья, где в псаммитовых витрокластических и смешанных туфах содержатся стяжения круглой иногда эллипсоидной формы. Преобладающий размер шаров 7—10 см. Шары составляют около 60% объема породы (рис. 18), поверхность их шероховатая. В центре они окремнены или лимонитизированы. Иногда центральная часть шара (диаметром 1—2 см) выполнена глинистым веществом, вокруг которого образуется корка лимонита. Изредка в них встречаются полости. Минеральный состав шаров ничем не отличается от основной массы туфа, в которой они расположены. Эллипсоидальные формы стяжений образуются при срастании двух шаров.

Аналогичные пепловые шары описал Ш. Э. Стен в главных кратерах Тангкубан Праху Папандаяне и Кавах Идьене на о. Ява, где они свободно лежали в кислых кратерных озерах. Диаметр шаров достигает 70—85 мм. Они образуют прослой в затвердевшем сернистом иле мощностью до 30 см. В некоторых шарах в центре находятся лапилли; образование их объясняется вихревыми движениями кипящего ила. По данным Дж. К. Расселя, аналогичные шары, кроме о. Ява, известны на вулкане Джурлло и на Паосе (Коста-Рика). В ископаемом состоянии они встречаются в триасовых отложениях штата Оризона (США).

Желваковая текстура иногда сопровождает шаровую, но отличается неправильной формой стяжений и близким их расположением друг к другу, что не позволило развиваться шарам и приобрести правильную форму [88].

Массивная текстура свойственная пепловым туфам пирокластических потоков, создающих равномерное распределение мелкообломочного материала при отсутствии слоистости, пор, полостей. В грубослоистых туфах, сложенных таким материалом, плотная текстура образуется в отдельных прослоях.

Плотная текстура развивается при массивном сложении мелкообломочного материала, подвергшегося окремнению или разложению с заполнением мельчайших пор породы, заключенных между обломочным материалом. Обычно развиты в древних толщах.

Пористая текстура имеет три разновидности: скрытой пористости, шаровых пор и каналобразных пор.

Текстура скрытой пористости образуется при накоплении тонкого остро-реберного пеплового материала. При этом, если туф пелитовый или алеври-

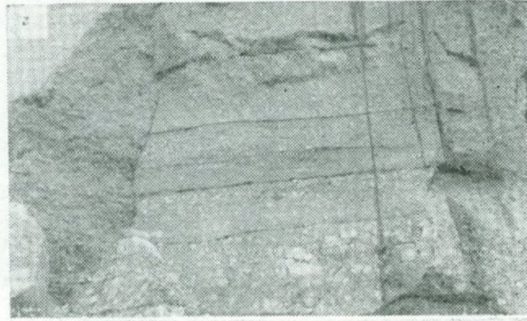
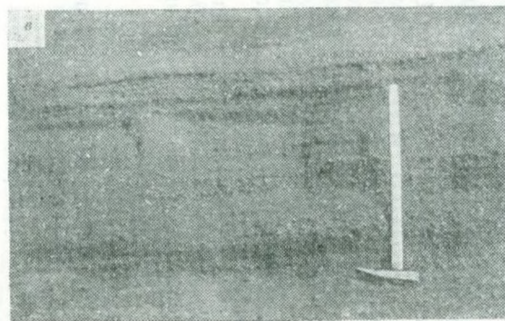
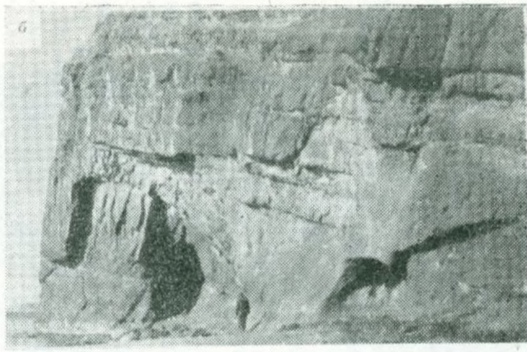
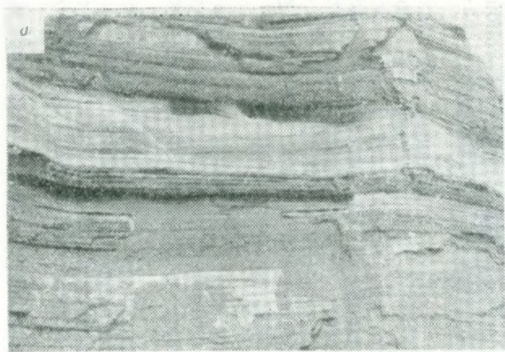


РИС. 19. Слоистые текстуры:

а — тонкослоистая текстура прибрежно-морских туфитов на о. Кунашир, высота обнажения 20 м; **б** — грубослоистая текстура туфитов на о. Карагинском, Камчатка, высота обнажения 17 м; **в** — циклическая текстура пеллово-лапиллисового материала у подножия вулкана Ильинского, Камчатка; **г** — негативная или обратная циклическая структура с выпадением вначале мелкого плотного материала, а затем крупного, пемзовидного, о. Кунашир, высота обнажения 1,5 м

товый, пор макроскопически не видно, а при прочной цементации породы и заполнении пор цементом пористость резко сокращается. Туфы, обладающие скрытой пористостью, широко развиты в Приморском крае [76]. В. Т. Быков при исследовании скрытой пористости суйфунских туфов установил, что в алевритовых витрокластических туфах она достигает 20,18%, а в пелитовых — 31,99 и даже 46,62%. Поверхность пор 1 см³ породы достигает 180 м². Изучение скрытой пористости имеет очень важное значение для оценки туфа как наполнителя.

Текстура шаровых пор основной массы иногда встречается в алевритовых и пелитовых туфах. Поры в них составляют около 10—20% объема породы. Размеры пор колеблются от 1 до 3 мм. Кроме шаровых пор, в этих туфах имеется еще и скрытая пористость. Можно предположить, что образовались в момент попадания горячего пепла в водный бассейн с образованием пузырей, к поверхности которых прилипали мелкие частицы пепла, и последующего их захоронения.

Текстура каналобразных пор очень часто развивается в туфах, сложенных тонким витрокластическим материалом (пелитовым и алевритовым). Каналообразные поры диаметром от 0,5 до 2 мм (редко больше) достигают длины 10—20 см. Ориентировка пор преимущественно вертикальная. Они часто соединяются между собой. Каналообразные поры напоминают пустоты от корней растений. Они занимают от 10 до 20% объема породы. Стенки пор обычно покрыты продуктами разложения пепла, что позволяет предположить образование их в процессе циркуляции грунтовых вод.

Слоистая текстура обусловлена переслаиванием вулканокластического материала различной крупности. Слоистость может быть грубой и тонкой. Границы между слоями постепенные и резкие (рис. 19, а). Характерным признаком слоистой текстуры, образовавшейся при выпадении пирокластического материала из атмосферы, является наличие в основании каждого слоя более грубого материала, соответствующего вулканокластическим взрывам. При накоплении вулканокластического материала в автохтонных условиях вблизи центров извержения слоистость выражена менее ясно (рис. 19, б). Очень слабо развита (едва заметна) слоистость в грязевых потоках. Наиболее хорошо выражена слоистость при поступлении в водный бассейн малых количеств тонкого вулканокластического материала или при выпадении из атмосферы тонкого пеплового материала. Временные потоки вблизи подножий вулканов дают грубую слоистость, а в удалении — тонкую.

Циклическая текстура наблюдается при длительном накоплении тефры в период ритмичных извержений. Структура характеризуется циклическим отложением прослоев тефры, когда в нижней части каждого слоя залегают более крупный материал, ранее выпавший. В водной среде происходит более резкая дифференциация материала. Циклическость возникает также при формировании флювиогляциальных горизонтов. Иногда формируется обратная или негативная текстура (рис. 19, в, г).

Площадчатая текстура характеризуется смятием отдельных прослоев. Структура характерна для подводных отложений островных дуг в зонах повышенной сейсмичности и крутых склонов седиментации. Призматическая, или столбчатая, текстура, подобно таковой в лавовых потоках, определяется наличием «столбов», ограниченных вертикальными плоскостями. Поперечники столбов колеблются от 0,5 до 2 м, а количество граней в столбах обычно от четырех до шести. Наиболее развита столбчатая отдельность в игнимбриках и описана многими авторами, изучавшими эти образования.

СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

Структуры, так же как и текстуры вулканокластических пород зависят от эндогенных и экзогенных процессов и формируются в зависимости от условий минералообразования при застывании магматического расплава, характера и степени магматического раздробления во время извержения, условий седиментации исходного материала, наличия и типа посторонних примесей и условий диагенеза обломочного материала.

Общая характеристика структур

Структура породы определяется степенью кристалличности, величиной составных частей как абсолютных, так и относительных, формой составных частей и соотношением обломков и цемента.

Степень кристалличности обуславливает полнокристаллическую, стекловатую и другие структуры. В зависимости от степени кристалличности лавы, вулканом выбрасываются обломки стекла, кристаллов или эффузивных пород, которые являются исходным материалом для образования туфов, а последующая дифференциация и сепарация этого материала в воздухе по крупности и плотности отделяет пористые обломки от плотных, крупные от мелких, легкие от тяжелых. Вследствие этого в природе присутствуют скопления обломочного материала, где в разных количествах присутствуют обломки стекла, кристаллов или пород. Это определяет выделение трех типов основных структур — витрокластической, кристаллокластической и литокластической и ряда смешанных структур, таких как литокристаллическая, витрокристаллическая и др.

Величина составных частей вулканокластических пород (абсолютная и относительная), так же как и для осадочных пород, является одним из наиболее важных свойств, определяющих структуру. По абсолютной величине обломков структуры выделяются по принятым размерностям литологических разностей (размер фрагментов в мм).

| | |
|------------------------------------|------------|
| 1. Глыбовая или блоковая | более 200 |
| 2. Агломератовая | 50—200 |
| 3. Псефитовая | 2—50 |
| 4. Псаммитовая | 2—0,1 |
| 5. Алевритовая | 0,1—0,01 |
| 6. Пелитовая | менее 0,01 |

Термин «агломерат» введен Ч. Лайэлем. Под агломератом он подразумевал грубую брекчию, состоящую из глыб горной породы, выброшенной из вулкана и представляющей собой главным образом угловатые обломки диаметром 2—3 м.

Выделение структур, обусловленных относительной величиной составных частей, предложено автором еще в 1946 г. [75] и получило признание. Для этих структур принят корень «класто»*. Получились типы структур: порфирокластические, гетерокластические, гомеокластические и др.

Для грубообломочных пород корнем структуры взят «обломок». И поскольку принят корень русского происхождения, необходима и соответствующая приставка; равномернообломочная, неравномернообломочная и др.

В зависимости от относительной величины обломков для грубообломочных вулканокластических пород нами выделены следующие структуры:

- 1) агломератовая (глыбовая, псефитовая), равномернообломочная;
- 2) агломератовая (глыбовая, псефитовая), неравномернообломочная;
- 3) агломератовая (глыбовая, псефитовая) порфирокластическая.

Для пелловых вулканокластических пород, сложенных обломками кристаллов, стекла и эффузивов выделены:

- 1) гомеокластическая (равномернообломочная);
- 2) гетерокластическая (неравномернообломочная);
- 3) порфирокластическая (выделение крупных обломков среди основной массы) [75].

Форма составных частей. В изверженных породах она связана с условиями кристаллизации магмы. Здесь могут развиваться идиоморфные, ксеноморфные кристаллы, микролиты, а в эвтектических смесях прорастание одних кристаллов другими.

В осадочных (обломочных) породах форма составных частей связана со степенью окатанности.

В вулканокластических породах форма составных частей зависит от типов извержения, состава первичного материала, условий его отложения и

* От греческого *κλαστικός* (кластикос) — ломаю.

среды, в которой он отлагается. При извержениях вулканического типа происходит дробление кристаллов, а при извержении жидкой лавы, как, например, в 1976 г. на Южном прорыве БТТИ и при более ранних извержениях Плоского Толбачика выбрасывались хорошо отпрепарированные кристаллы плагиоклаза диаметром до 3 см и более. Пирокластические потоки в процессе движения и самовзрывания глыб в полупластичном состоянии также дают отпрепарированные кристаллы с первичными гранями.

Гавайские извержения дают стекло волосовидной формы с волокнами до 1 м и более при диаметре менее 1 мм (Гавайские вулканы, Плоский Толбачик). При извержениях этого же типа образуется весьма пористый (пенистый) шлак с крупными порами. Извержения катмайского, плинианского и вулканического типов при выбросе продуктов кислой магмы дают весьма пористую пемзу. Извержения, сопровождающиеся дроблением шлака, дают угловатый и округлый, иногда каплеобразный материал, а дробление кислых пемз дает своеобразные фигурные пеплы.

Изучение формы обломков вулканического стекла показало, что они напоминают раздробленную пемзу. В зависимости от степени дробления пемзы обломки приобретают различную форму. Если раздробленный материал тонковолокнистой пемзы имеет псаммитовый размер, то обломки приобретают остросереберную форму, образуя различные изогнутые волокна, рогатки, рогульки, треугольники с вогнутыми краями. По мере дальнейшего дробления сложные обломки распадаются на более простые составные части остросереберной формы, свойственной алевритовому материалу. Если алевритовый материал в дальнейшем дробится до размера пелитовых частиц, то форма их значительно упрощается и становится преимущественно угловатой. Псефитовые обломки, сопровождающие описываемые пеплы, обычно представлены пемзой. Форма их более простая, угловатая или округлая. Базальтовые вулканы извергают пепел в виде рваных комков лавы, а андезитовые — угловатые обломки.

В процессе формирования пирокластических потоков при пластичной лаве комки лавы диаметром 0,1—1 м приобретают округлую форму и названы мной бомбондами [88], а при извержении слабопластичного материала андезитового состава в результате самовзрывания и движения глыб в пирокластических потоках они приобретают также округлую форму, напоминающую конгломерат, но с шероховатой поверхностью глыб, что является отличительным признаком. Подводные излияния дают подушечные лавы с разнообразными округлыми глыбами лавы (шары, караван, подушки, баллоны и пр.). При этих же подводных извержениях образуются гиалокластиты, с обломочным материалом остросереберной и угловатой формы. Наземные извержения лавовых потоков среднего и кислого состава дают глыбовый угловатый материал, а жидкие лавы — шары, плиты и угловатый шлак. Однако наиболее интересные формы обломочного материала образуются при извержении жидких и пластичных лав во время гавайских и стромболианских извержений, когда в воздухе формируются разнообразные фигурные бомбы, являющиеся украшением и гордостью музеев.

Таким образом, структуры вулканокластических пород по форме составных частей весьма разнообразны и еще не систематизированы, чтобы можно было дать здесь их классификацию. Однако нами еще в 1946 г. выделена структура, обусловленная наличием волосовидных обломков стекла. Впервые волосовидные образования обсидиана (волосы Пеле) были описаны на о. Гавай В. Эллисом. Структура, характеризующаяся волосовидными обломками названа мной «комекластикой»*.

Форма обломков витрокластических туфов, как уже было отмечено выше, находится в зависимости от их размеров. Наиболее сложную форму имеют псаммитовые обломки и по мере уменьшения или увеличения размера обломков, формы их упрощаются: в псефитовых разновидностях они становятся угловатыми и округлыми, в алевритовых — остросереберными, в пелитовых — угловатыми.

* От греч. *χομη* (коме) — волос.

Структуры вулканокластических пород в зависимости от величины обломков и агрегатного состояния

| Размер обломков, в мм | Фракция | Агрегатное состояние | | |
|-----------------------|---------------|-------------------------------|-----------------------------------|---|
| | | витрокластическое | кристаллокластическое | литокластическое |
| До 0,01 | Пелитовая | Пелитовая витрокластическая | | |
| 0,01—0,1 | Алевритовая | Алевритовая витрокластическая | Алевритовая кристаллокластическая | |
| 0,1—2 | Псаммитовая | Псаммитовая витрокластическая | Псаммитовая кристаллокластическая | Псаммитовая литокластическая |
| 2—50 | Псефитовая | | Псефитовая кристаллокластическая | Псефитовая литокластическая (пемзокластическая) |
| 50—200 | Агломератовая | | | Агломератовая литокластическая |
| Более 200 | | | | Глыбовая литокластическая |

Зависимость формы составных частей от их размеров позволяет в витрокластических туфах сочетать форму составных частей с абсолютной величиной обломков. Следовательно, по форме составных частей без учета крупности материала может быть выделена только одна структура — коекластическая.

В табл. 3 приведены структуры, выделенные в зависимости от абсолютной величины обломков и их агрегатного состояния.

Соотношение обломков и цемента. В вулканокластических породах благодаря наличию таких неустойчивых компонентов, как обломки стекла и стекловатых эффузивов, происходит более интенсивное разложение обломочного материала и следовательно выполнение межобломочных пространств и цементации породы.

Структурные признаки вулканокластических пород, зависящие от цемента, определяются типом цемента, составом цемента, относительным количеством и физическим состоянием его (пористостью).

В вулканокластических породах наблюдается цемент четырех типов: 1) образовавшийся за счет разложения обломков стекла; 2) образовавшийся за счет привнесенного материала; 3) лавовый; 4) образовавшийся за счет плавления обломков (спекания). В первом случае цементом является преимущественно глинистое вещество типа монтмориллонитовых, бейделлитовых, ферригаллуазитовых и других глин и значительно реже опал и кальцит, во втором — чаще всего привнесенный гомогенный материал. Базальный цемент может образоваться в результате разложения обломков стекла, переходящего при этом во вторичные минералы, лишь тогда, когда в первичной рыхлой породе, кроме обломков стекла, присутствуют обломки кристаллов. Причем в первую стадию разложения будет образовываться цемент сопряжения, поровый и др.

Цементация вулканокластического материала гидрохимическим путем во многом аналогична цементации осадочно-обломочного материала и отличается только тем, что в первом случае очень часто образуется цемент за счет

разложения обломков стекла, входящих в состав самой породы, поэтому структуры вулканокластических пород определяются взаимоотношением обломков и цемента.

В тех случаях, когда цементация породы происходит за счет разложения стекла или привнесом цементирующей массы в вулканокластических, как и в осадочных породах, образуются следующие типы цемента: 1) базальный, 2) соприкосновения, 3) пор (поровый). Такие типы цемента, как кристификационный, регенерационный и кристаллический, развиваются очень редко. Они скорее свойственны метаморфизованному пирокластическим породам, т. е. туфоидам, где опал переходит в кварц и появляются карбонаты.

Вулканокластические породы также цементируются лавой — первичной и вторичной.

Цементация в кластолавах происходит при захвате лавой обломочного материала. В породе можно наблюдать обломки лавы, погруженные в лаву. При различных составе, цвете и текстурах это видно микроскопически на армянских туфолавах (кластолавах) Арагацкого месторождения.

Цементация в кластолавах происходит вторичной лавой в результате вторичного перегрева и сплавления мелкообломочного лавового материала, заключенного между более грубым обломочным материалом*. Тонкообломочный материал переплавляется, иногда вспучивается и превращается во вторичную лаву. Цементация в лавобрекчиях происходит при однородном составе лавы и цемента.

Вместе с тем вулканокластическим породам присущи и особые виды цементации пород. К ним относится сваривание и спекание обломочного материала в аглутинатах, игнибринтах и игниспумитах и своеобразная цементация в кластолавах и лавобрекчиях.

Спекание происходит обычно в аглутинатах, когда пластичные обломки лавы, падая один на другой, скрепляются при помощи тончайшего слоя расплавленного материала. Вследствие однородности состава и небольшой толщины расплавленного материала соединительный слой выделить очень трудно. Спекание туфов происходит путем расплавления обломков стекла и пемзы у контактов без деформации обломочного материала. Этот процесс обычно наблюдается в нижних и верхних частях игнибритовых пирокластических потоков и при относительно слабом спекании отложений пирокластических потоков, как это наблюдается в армянских туфах Еревано-Ленинканского типа.

Сваривание в игнибритовых пирокластических потоках происходит в результате вторичного разогрева разнородного обломочного материала, когда мелкие обломки стекла, расплавляясь, цементируют более крупные обломки пемзы, кристаллы и чуждый материал. Между обломками (с постепенным переходом) наблюдается стекловатая цементирующая масса. Обломки стекла и пемзы при этом деформируются.

Сваривание в игниспумитовых потоках более сильное, чем в игнибринтах, вследствие того, что в процессе извержения пирокластического потока обломочный материал находится в расплавленном состоянии, что приводит к общему сплавлению и как бы образованию вторичной лавы. При этом обломочный материал (стекло, пемза) полностью теряет первичную форму, создавая общий лавовый фон. При малом количестве чуждого материала выделить участки сваривания (сплавления) практически невозможно, но когда в породе присутствует значительное количество чуждого обломочного материала, создается впечатление цементации лавой обломочного материала, несколько напоминая кластолаву.

В ряде пунктов Восточной Камчатки вблизи Жупановского комбината можно наблюдать спекание и сваривание обломочного материала различной степени: без деформации обломочного материала и переплавления его, иногда вместе с чуждыми обломками, до такой степени, что отличить их от лав можно лишь путем прослеживания постепенных переходов в нижних и верхних частях потоков.

* Более подробно этот процесс рассмотрен в главе «Лавовые потоки».

Сваривание в агломеративных пирокластических потоках происходит вследствие вторичного перегрева, и вблизи крупных грибов мелкообломочный материал превращается во вторичную лаву, где часто невозможно отделить цементирующую лаву от обломков.

Следует также отметить особый вид цементации «уплотнения», свойственный только пирокластическим породам. Такая цементация возникает в мелкообломочном, фигурном, обычно витрокластическом материале, когда крошечные обломки стекла в результате уплотнения приобретают компактность.

Виды структур

Витрокластические структуры. Группа витрокластических структур характеризуется преобладанием обломков вулканического стекла. Форма обломков, как правило, остроугольная с вогнутыми очертаниями, напоминающими измельченную пемзу. По мере уменьшения размеров частиц они становятся более угловатыми. В этой группе выделено четыре структуры, из которых первые три различаются по гранулометрическому составу, а последняя отличается от остальных формой обломков, свойственной исключительно витрокластическим туфам. Все витрокластические структуры были объединены под одним общим названием «пепловая структура», введенным в 1893 г. Мюгге. Эти структуры следующие.

Пелитовая витрокластическая структура присуща туфам и туффи-там, состоящим преимущественно из угловатых и остроугольных обломков вулканического стекла размером до 0,01 мм (рис. 20, а).

Алевритовая витрокластическая структура также характеризуется преобладанием обломков вулканического стекла угловатой и остроугольной формы с размерами обломков, колеблющимися от 0,01 до 0,1 мм (рис. 20, б).

Псаммитовая витрокластическая структура аналогична предыдущим, но отличается размерами обломков стекла, достигающих 2 мм. Обломки стекла в туфах кислого состава дают большое разнообразие остроугольных и угловатых форм (рис. 20, в). Основные породы дают обломки стекла угловатоостроугольной формы.

Комекластическая структура выделена по форме обломков, которые, как правило, представлены стеклом. Образуется она при «раздувании» жидкой лавы, в результате чего на Плоском Толбачике стеклянные нити имели длину более 1 м. При дроблении тонковолокнистой пемзы образуются нити при отношении диаметра к длине 1:10 и более.

Кристаллокластические структуры. Кристаллокластические структуры присущи вулканокластическим породам, состоящим из угловатых обломков, главным образом кристаллов. Иногда в небольшом количестве присутствуют обломки стекла или эффузивных пород. Кристаллокластические структуры разделяются по гранулометрическому составу.

Алевритовая кристаллокластическая структура характеризуется преобладанием обломков кристаллов размерами до 0,1 мм (рис. 20, г).

Псаммитовая кристаллокластическая структура свойственна туфам и туффи-там, состоящим из обломков, главным образом кристаллов размерами от 0,1 до 2 мм (рис. 20, д).

Псефитовая кристаллокластическая структура встречается редко. Она присуща туфам, состоящим из обломков кристаллов размерами более 2 мм в поперечнике. Часто такие кристаллы сохраняют свою первичную окантовку (идиоморфизм). Извержения вулкана Плоского Толбачика и Большого трещинного Толбачицкого извержения 1975—1976 гг. характеризуются выбросом кристаллов и сростков плагиоклаза размерами до 3 см в поперечнике, редко больше. В прикратерной части Плоского Толбачика, по наблюдениям 1977 г., на отдельных участках выдувался мелкообломочный материал и обнажались прослойки, обогащенные кристаллами.

Литокластические структуры. Литокластические структуры характеризуются преобладанием обломков эффузивных пород. Форма обломков округлая, эллипсоидальная или угловатая. Последняя развита в псефитовых

литокластических базальтовых туфах. Обломки могут быть пористыми или плотными независимо от состава. Туф, состоящий из обломков пемзы, имеет особую пемзокластическую структуру, которая является разновидностью литокластической структуры (рис. 20, е).

Структуры, выделяемые по абсолютной величине обломков.

Псаммитовая литокластическая структура с обломками лавы до 2 мм в поперечнике.

Псефитовая литокластическая структура с обломками лавы от 2 до 50 мм в поперечнике.

Агломератовая литокластическая структура с глыбами от 50 до 200 мм.

Блоковая литокластическая структура с обломками более 200 мм (рис. 21, а).

Структуры, выделяемые по относительной величине обломков. Агломератовая равномернообломочная макроструктура характеризует породу, состоящую из глыб, обломков и бомб, в которых основная масса составляющих ее частей имеет примерно одинаковую величину (рис. 21, б).

Агломератовая неравномернообломочная макроструктура характеризует породу, состоящую из обломков, глыб или бомб различных размеров. Она наиболее часто развита в агломератовых туфах (рис. 21, в).

Агломератовая порфирокластическая макроструктура представляет собой частный случай неравномернообломочной текстуры, в которой наряду с основной, более или менее равномернообломочной массой присутствуют крупные глыбы (рис. 21, г).

Для мелкообломочных пород, определяемых под микроскопом, в отличие от грубообломочных целесообразно ввести термины с корнями древних языков: гомеокластическая, гетерокластическая и др.

Гомеокластическая структура свойственна туфам, состоящим из разных по размерам обломков. Наиболее хорошо выражается эта структура в кристаллокластических туфах, в псаммитовых литокластических туфах, в пелитовых и алевритовых витрокластических туфах (см. рис. 20, а, г).

Гетерокластическая структура характеризует вулканокластические породы с различными размерами составных частей. Чаще всего гетерокластическая структура встречается в смешанных туфах, состоящих из обломков стекла, кристаллов и обломков пород (рис. 20, ж).

Порфирокластическая структура представляет собой частный случай гетерокластической структуры, когда среди мелких обломков основной массы рассеяны крупные обломки. Порфиновые включения обычно представлены кристаллами, а основная масса — обломками стекла (рис. 20, з).

Структуры, выделяемые по взаимоотношению обломков и цемента. Структура базального цемента обычно образуется в вулканокластических породах при преобладании двух фракций: тонкообломочного стекла и более крупных фрагментов. Тонкообломочный материал обычно разлагается быстрее и без сохранения реликтов. Таким образом, более крупные обломки оказываются погруженными в опалово-глинистую массу. В древних толщах эти структуры сохраняются. Более крупные обломки стекла оставляют хорошо заметные реликтовые очертания (рис. 22, а).

Структура цемента соприкосновения характеризует породу, в которой цементирующая масса приурочена только к контактам обломков (рис. 22, б).

Структура заполнения пор развивается в породах с более или менее равномерным обломочным материалом, пустоты между которым выполнены цементом, чаще это опалово-глинистый материал, образующийся за счет обломков стекла.

Агглютинативная структура (спекшихся туфов) характеризуется припоем обломочного материала лавовым веществом, иногда без деформации обломочного материала (см. рис. 16, б).

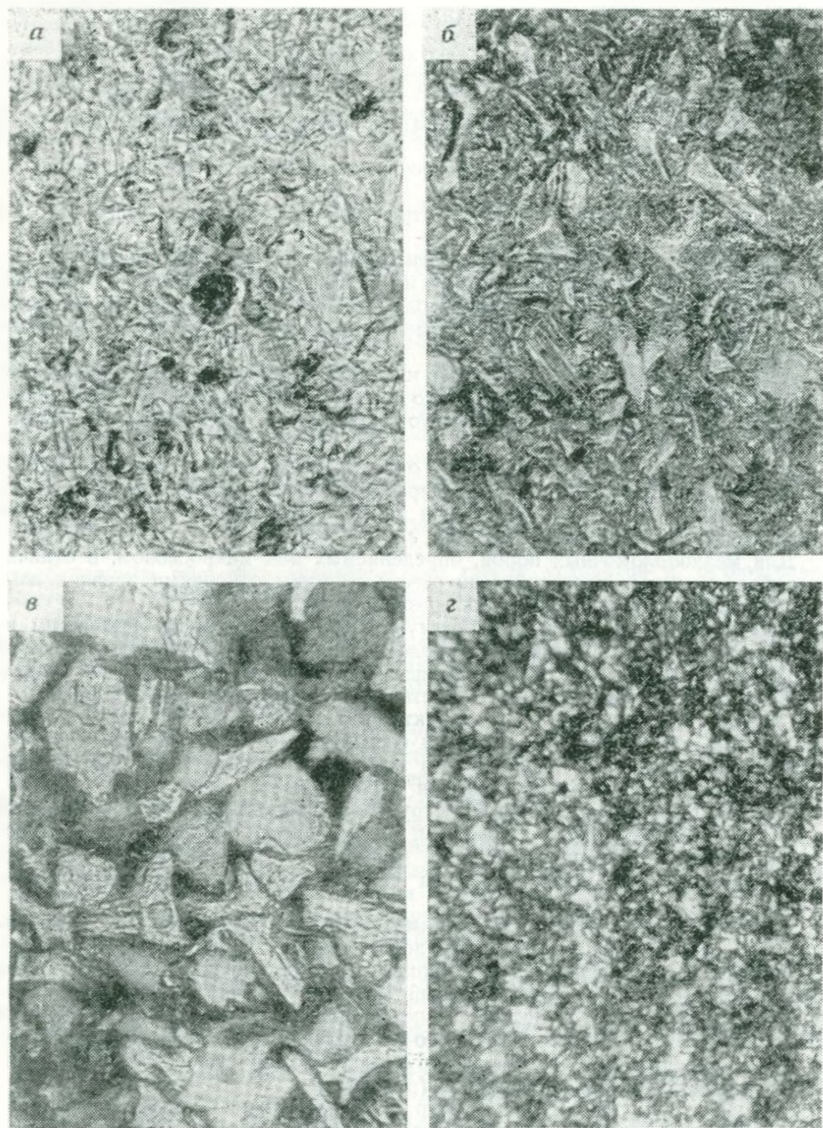
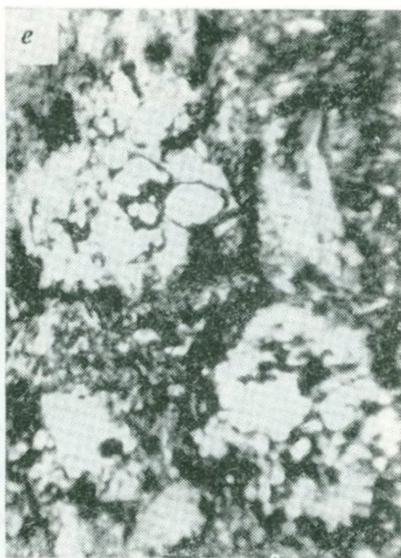
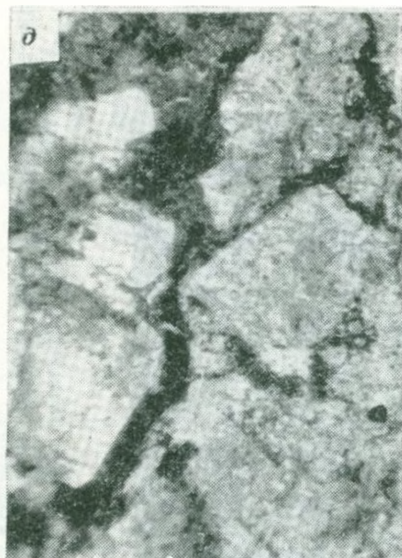


РИС. 20. Структуры

a — пелитовая витрокластическая структура, о. Кунашир ($\times 800$); *б* — алевроитовая витруктура, там же ($\times 20$); *в* — алевроитовая кристаллокластическая структура, Восточная Камистана, кристаллы сцементированы сплавленным стеклом (черное) ($\times 60$); *г* — пемзокласт — порфирокластическая структура, в которой кристаллы и обломки породы погружены



пирокластических пород:

трокластическая структура, там же ($\times 200$); *е* — псаммитовая витрокластическая структура, там же ($\times 30$); *д* — псаммитовая кристаллокластическая структура в игнимбрие Казахстана ($\times 30$); *жс* — гетерокластическая структура, Приморский край; *ж* — гетерокластическая структура, Прикарпатье; *з* — гетерокластическая структура, в пепел алевритовой размерности, Кроноцкий залив, Камчатка

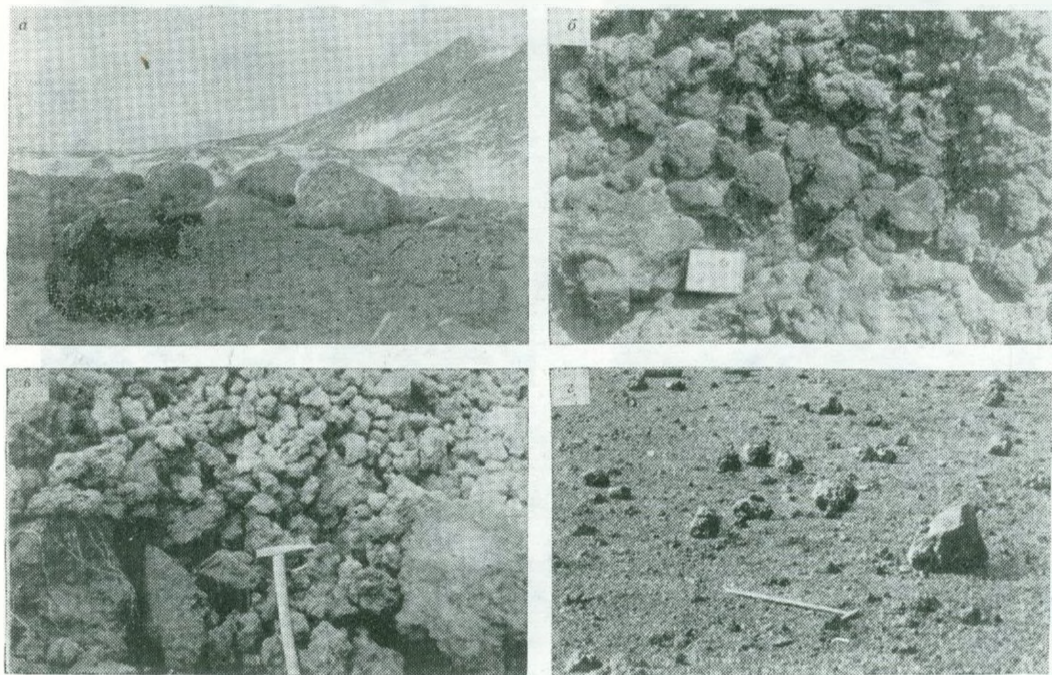


РИС. 21. Структуры грубообломочных пород:

а — боковая литокластическая структура в агломератовом потоке вулкана Безымянного, 1974 г.; *б* — агломератовая равномернообломочная структура в сплывшемся туфе вулкана Авача; *в* — агломератовая неравномернообломочная структура в лавокластите во время Олимпийского прорыва вулкана Аланд, 1972 г.; *г* — агломератовая порфирокластическая структура на склоне конуса 1 БТН, 1975 г.

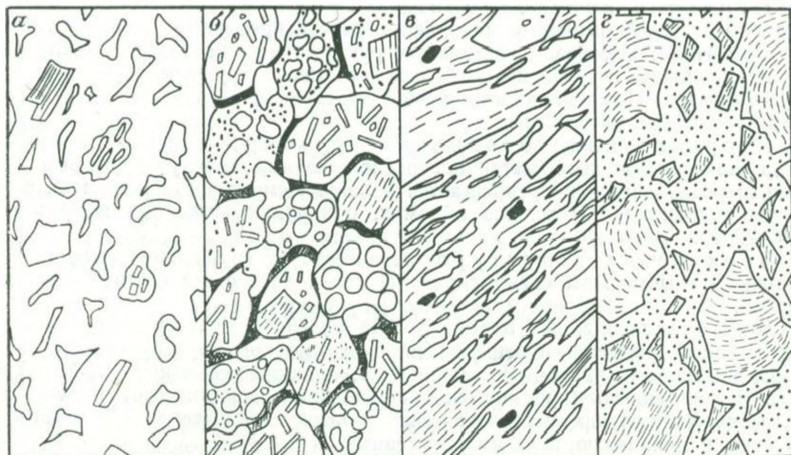


РИС. 22. Структуры, выделяемые по взаимоотношению обломков и цемента:

а — структура базального цемента алевроитового витрокластического туфа, о. Кунашир;
б — структура соприкосновения пор в псаммитовом туфе базальта, Ключевская группа вулканов, Камчатка; *в* — игнибритовая структура, Кроноцкий залив, Камчатка; *г* — вторичнокластоловая структура, пос. Начики, Камчатка

Игнибритовая структура обусловлена цементацией расплавленных деформированных обломков стекла и пемзы. Часто в породе присутствуют линзообразные стекловатые обособления (фьямме) (рис. 22, *в*).

Игниспумитовая структура характеризуется вторичной флюидальностью, образованной за счет переплавления и деформации обломочного материала (см. рис. 15, *в*).

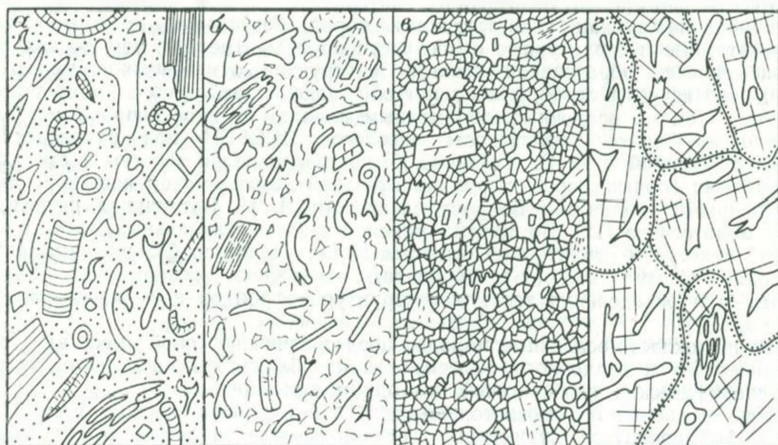


РИС. 23. Структуры смешанных пород:

а — алевроитовая, туфодиамитовая структура, Приморье; *б* — туфотерригенная структура в псаммитовом витрокластическом туфопесчанике, о. Парамушир, Курильские острова; *в* — псаммитовая туфокарбонатная структура в туфоизвестняке, Закавказье; *г* — псаммитовая туфогалонидная структура, Карпаты

Первично-кластолавовая структура свойственна породам, состоящим из обломочного материала, сцементированного лавой, отличной от обломочного материала составом, структурой или цветом, поскольку лава может проникать только между более или менее крупными глыбами, и их цементировать. Первично-кластолавовая текстура характеризует макроструктуру породы (см. рис. 15, а).

Вторично-кластолавовая структура возникает в породах, когда мелкообломочный материал, расположенный между крупными глыбами, переплавляется и превращается в лаву. Цемент часто пористый, в нем иногда сохраняются и мелкие обломки, обнаруживаемые под микроскопом (рис. 22, з).

Брекчиевая структура характеризует грубообломочную породу, в которой глыбы лавы сцементированы лавой такого же состава, текстуры и цвета.

Структуры смешанных пород. Весьма разнообразны структуры смешанных пород — туфитов. Смешение пирокластического и терригенного материала, окатанного, угловатого, глинистого, а также смешение пирокластического и хемогенного (кремнистого, карбонатного, железистого) и смесь пирокластического и органогенного дают большое количество специфических структур, к сожалению, пока малозученных.

Туфодиатомитовая структура характеризуется примерно равным количеством остроугольных обломков кислого вулканокластического стекла и обломков-панцирей диатомей, сцементированных опалово-глинистой массой (рис. 23, а). Аналогичные смешанные структуры весьма разнообразны: туфотерригенная (рис. 23, б), туфокарбонатная (рис. 23, в), туфогалаонидная (рис. 23, г) и многие другие.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Вулканогенно-осадочные породы представлены тремя группами: тефроидами, вулканотерригенными и вулканокласто-осадочными. Они формируются в различных условиях. Первые две формируются в условиях, близких к осадочным обломочным породам, в которых общие с осадочными перенос, обработка и сортировка обломочного материала. Однако большие скорости формирования вулканогенно-осадочных пород, безусловно, должны влиять на текстурные и структурные особенности породы. Вместе с тем до сих пор закономерности образования текстур и структур отмеченных двух групп пород еще изучены слабо, и пока нет обобщающих работ по этим вопросам. Вместе с тем по осадочным обломочным породам в этом направлении сделано очень много. Коллективом литологов ВСЕГЕИ под руководством М. Ф. Видуловой и А. В. Хабакова [5] составлен атлас текстур и структур обломочных горных пород с фундаментальной теоретической частью и многочисленными таблицами. Вопросы слоистости Л. Н. Ботвинкина посвятила свою монографию [12]. Во многих руководствах и специальных статьях вопросам текстур и структур обломочных пород уделяется большое внимание. Благодаря этому в настоящее время есть возможность использовать данные работы для определения текстур и структур тефроидов и вулканотерригенных пород.

Вулканокласто-осадочные породы, представляющие собой смесь вулканокластического и осадочного материала с преобладанием последнего, имеют ряд специфических особенностей, им одним присущих.

При смешении обломочного, осадочного и пирокластического материала будут формироваться структуры, где терригенные обломки могут иметь остроугольные, полуокатанные и окатанные формы, а вулканокластический материал — примесь обломков стекла фигурных, остроугольных, округло-оплавленных и угловатых. Кристаллы могут быть с первичными кристаллографическими формами и представлять собой обломки. Эффузивный и обломочный материал может иметь угловатую форму, округлую в результате

скальвания углов и округлую, сформированную в пластичном состоянии. Вулканические бомбы и шлаки принимают различные сложные формы и обладают своей текстурой — плотной или пористой. Все это должно отразиться на текстурах и структурах вулканокласто-осадочных пород.

Примесь пирокластики к органогенному материалу также создает ряд специфических структур. Пеплы часто встречаются в диатомовых, радиоляриевых породах и ракушечниках. Весьма часта примесь пепла и пемзы в углистых породах. Химические осадки также часто содержат примесь пирокластики. Пирокластикта известна в доломитах, яшмах, фтанитах, каменной соли, гипсах, ангидридах и др.

При изучении смешанных пород текстурам и структурам следует уделять большое внимание.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ

Из трех групп вулканитов — эффузивных, вулканокластических и вулканогенно-осадочных — наиболее хорошо изучены эффузивные породы. Им посвящено множество фундаментальных работ как за рубежом, так и у нас. Поэтому в данной работе им будет уделено меньше внимания, чем остальным группам пород, менее изученным.

Эффузивные породы

Несколько условно эффузивные породы разделены нами на две подгруппы: лавы и брекчиевые лавы, или лавобрекчии.

Лавы. При описании текстурных и структурных особенностей лав отмечено, что по пористости выделено три типа лавовых потоков: 1) плотные или слабопористые, 2) сильнопористые, или пенистые, типа арктиской туфолавы (кластолавы), и 3) пористые пирокласто-лавовые типа игниспумитов и поточных лав, в которых в процессе формирования потоков происходит расплавление и уплотнение обломочного материала, и 4) расчлененные (лавокластитовые, подушечные).

В отмеченном выше первом типе лав поверхность потоков отличается от их центральных частей. Центральная часть обычно монолитная, а поверхность и нижняя часть имеют сложное и разнообразное строение. Она может быть глыбовой или волнистой. Глыбовая поверхность имеет несколько разновидностей: крупноглыбовая (санторинского типа), мелкоглыбовая (лава аа), плотноглыбовая. Волнистая поверхность также принимает различные формы: канатная, кишечная, пахое-хое и др. Кроме того, жидкие лавы в водной среде (и редко в наземных условиях) расщепляются на фрагменты округлой формы, образуя так называемые подушечные лавы.

Описания типов лав даны в учебниках по петрографии, причем последнее время кислые лавы приобрели особое внимание и более детально изучаются благодаря широкому применению гидратированных кислых стекол — перлитов в промышленности для получения вспученного материала. Обсидианы нашли применение в стекольной промышленности.

Брекчиевые лавы. Брекчиевые лавы, или лавобрекчии, состоят из обломков и глыб лавы, сцементированной лавой того же извержения (порции), или из обломочного материала лавовых потоков и экзтрузий, подобно агглютинатам, в результате соприкосновения перегретых обломков. Несмотря на то что они по текстуре напоминают вулканокластическую породу, они имеют лавовую природу и относятся к лавам. Они образуются в верхних и нижних частях лавовых потоков. Иногда слагают лавовый поток по всей мощности. В экзтрузиях они залегают по периферии внедряющихся тел, формируя «рубашку», слагают апикальные части куполов, или образуют зоны между блоками куполов в результате дробления вязкой лавы. В некках, сложенных лавой, они развиты в приповерхностной части.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [69] относит их к первичным или вулканическим брекчиям расщепления, а А. Лакруа [152] — к брекчиям излияния. В совет-

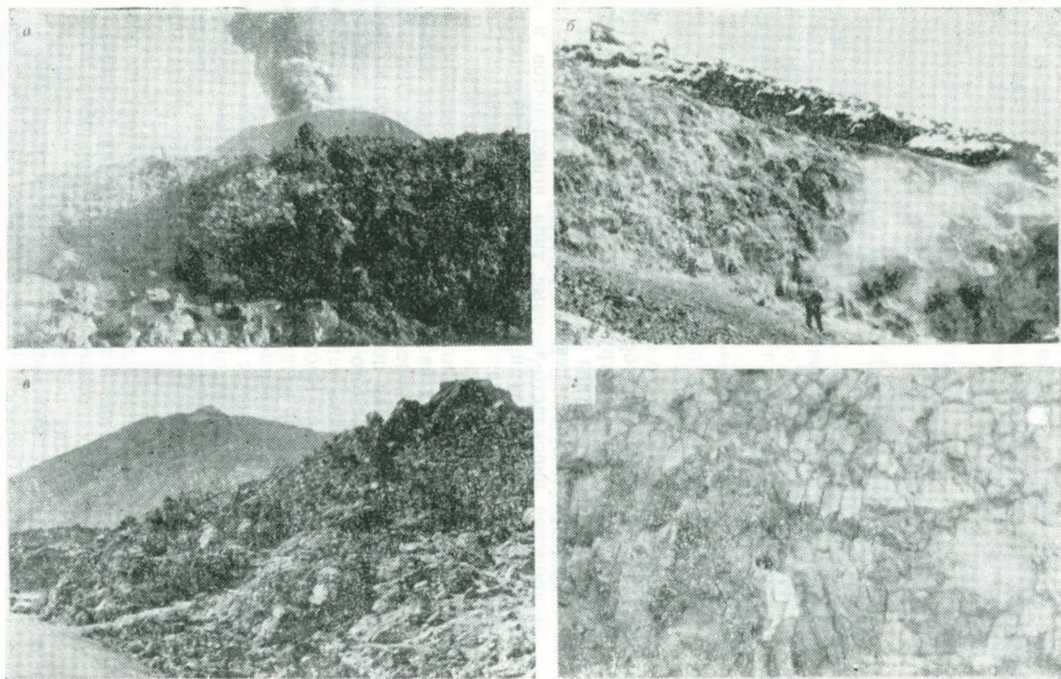


РИС. 24. Брекчиевые лавы:

а — брекчиевая лава Южного прорыва БТТН в августе 1976 г.; *б* — брекчиевая лава лавового потока 1938 г. у кратера Авачи; *в* — брекчиевая лава базанита у подножия вулкана Пико-де-Тейде на о. Тенериф (на заднем плане Пико-де-Тейде); *г* — брекчиевая лава купола на о. Тенерифе

ской литературе их называют брекчиевыми лавами, реже лавобрекчиями, чтобы не путать с тектоническими или осадочными брекчиями.

От кластолав брекчиевые лавы отличаются, как правило, отсутствием цемента, а при наличии последнего тем, что обломки и цемент в них имеют одинаковую текстуру, химический состав и цвет. По крупности материала выделяется глыбовая брекчиевая лава с глыбами более 200 мм в поперечнике и брекчиевая лава с глыбами менее 200 мм.

Брекчиевые лавы можно наблюдать на поверхности лавовых потоков датированных побочных кратеров Ключевского вулкана, извержения: 1932, 1938, 1945, 1946, 1951, 1953, 1956, 1966, 1974 г., Алаида 1934, 1972 гг. и др., лавовые потоки изливающиеся из вершинного кратера Карымского вулкана извержения 1958—1963, 1975—1977, 1979 гг., Авачи 1926, 1938 гг., БТТИ* 1975—1976 гг. и многие другие.

Глыбовые лавы вместе с лавокластитамы слагают примерно $\frac{1}{4}$ или $\frac{1}{3}$ часть лавового потока по мощности верхней части и примерно половина этой мощности — нижней. Для датированных 13 лавовых потоков побочных кратеров Ключевского вулкана, излившихся с 1932 по 1966 гг., вулканокластический индекс колеблется от 33 до 56 при среднем индексе 43 [89].

Глыбовые лавовые потоки Большого трещинного Толбачикского извержения имели различную крупность глыбового материала на поверхности (от 0,1 до 2 м и более), причем по мере уменьшения вязкости лавы крупности глыб снижалась. Лавы первого конуса при вязкости 10^5 , 10^6 пауз имели поперечники 1—2 м, а Южного прорыва при вязкости 10^4 , 10^5 пауз 0,5—1 м и редко более (рис. 24, а). Лавовый поток Авачи в 1938 г., расположенный в юго-западной части кратера, по всей мощности более чем на 8 м сложен глыбовой лавой (рис. 24, б). Аналогичные брекчиевые лавы базальта изливались у подножия вулкана Пико-де-Тейде (о. Тенериф, рис. 24, в).

Экструзии в приповерхностной части иногда полностью сложены глыбовой лавой. Одна из таких экструзий щелочного базальта наблюдалась мной на о. Тенериф (рис. 24, г). В апикальных частях куполов вулканов Шивелуч, Безмяшиного, Авачи, вулканов Курильских островов и областей молодого вулканизма можно наблюдать, как монолитная лава, приближаясь к поверхности, переходила в кластолаву.

В полуразрушенных экструзиях особенно хорошо можно наблюдать, как между блоками монолитной лавы в результате неравномерного выжимания формировались вертикальные зоны брекчиевой лавы.

Дальнейшее разделение брекчиевых лав производится по вещественному составу на базальтовые, андезитовые, дацитовые и др.

Вулканокластические породы

Вулканокластические породы составляют весьма разнообразные и сложные группы. На них наложены различные эндогенные и экзогенные процессы, что привело к большому разнообразию текстур, структур, состава, агрегатного состояния, типов литификации, характера и состава примесей.

Вулканокластические горные породы разделяются на три группы: эффузивно-обломочные, эксплозивно-обломочные, или пирокластические, и осадочно-вулканокластические. В группу эффузивно-обломочных пород входят: кластолавовые, лавокластитовые и гиаокластитовые, а в группу эксплозивно-обломочных пород две подгруппы — пирокластические без примеси постороннего материала и с примесью чуждого материала (обломков пород фундамента вулкана). В первую подгруппу входят пирокластические породы рыхлые (тефра), сцементированные гидрокимически (туфы), сваренные (игнимбриты) и спекшиеся (агглютинаты); во вторую подгруппу пород — с примесью чуждого материала — ксенотуфы, ксеноигимбриты и рыхлая пирокластика также с примесью чуждого материала (см. табл. 1).

Кластолавовые породы представляют собой промежуточную подгруппу

* БТТИ — Большое трещинное Толбачикское извержение.

между вулканокластическими и эффузивными породами, но имеют лавовую природу. Они рассматриваются среди вулканокластических пород потому, что при описании их как лав входящий в них обломочный материал отошел бы на второй план. При рассмотрении их в группе вулканокластических пород особое внимание должно быть обращено на обломочный материал, так как это позволяет оттенить их петрографические особенности, зависящие от условий образования.

Лавокластитовые горные породы, или лавокластиты, образуются за счет дробления лав в процессе извержения. Они формируются в наземных, подводных и подледных условиях за счет дробления лавовых потоков и экструзий.

Гиалокластитовые горные породы образуются за счет подводного и подледного дробления лавы во время ее извержения. В результате быстрого охлаждения происходит растрескивание лавы и закалака с изменением состава стекла. Фрагменты, представленные вулканическим стеклом, обычно с незначительным количеством интрателлурических вкрапленников и без микролитов. Специфика генезиса гиалокластитов требует выделения их в самостоятельную группу.

Пирокластические породы образуются за счет ювенильного эксплозивного материала без существенной примеси осадочного или с примесью чуждого материала. Причем примесь эруптивных обломков фундамента вулкана (чуждых обломков) может достигать 50%, а при преобладании чуждого материала породы относятся к эруптивным брекчиям.

Осадочно-вулканокластические горные породы состоят из пирокластического материала (к которому может присоединиться вулканокластический материал) и примеси осадочного материала до 50%. При преобладании осадочного материала порода будет относиться к осадочным и входить в группу вулканогенно-осадочных пород. Примесь осадочного материала и сочетание его с вулканокластическим может происходить в различных условиях и в разных количествах. Так, например, в процессе формирования пирокластодиатомовых толщ идет одновременное накопление кислого витрокластического стекла и кремневых панцирей диатомовых. Количественные соотношения меняются в самых широких пределах, вплоть до образования чистых диатомитов и туфов. К лахарам и пролювиально-коллювиальным отложениям пришивается тефра или чаще тефроидный материал, если формирование вулканитов происходит в пределах склонов вулкана, дающего материал близкого вещественного состава. Количество обломочного материала при этом может быть различно, а крупность обломков и глыб имеет разные размеры.

Эффузивно-обломочные породы

Кластолавовые породы. Кластолавы, представляющие собой породу, состоящую из обломков лавы, сцементированные лавой, формируются в различных условиях, но главная их особенность, что цементом может служить первичная или вторичная лава, образовавшаяся из мелкообломочного материала, славившегося в результате вторичного перегрева. Изучая «арктические туфы» вулкана Арагац (Армения), ученые установили, что порода имеет не туфовую природу, а лавовую с большим количеством обломочного пористого материала. Было высказано предположение, что обломочный пирокластический материал падал на пенистый лавовый поток и затем погружался. Для этой породы был предложен термин «туфолавы», который быстро вошел в употребление. Все эффузивные породы, в которых встречались обломки пород, определялись как туфолавы с отнесением обломков к пирокластике. Причем если в лаве встречались угловатые (осколочные) обломки кристаллов, их также принимали за пирокластическую, погруженную в лаву, игнорируя тот факт, что дробление кристаллов в вязких лавах часто происходит в результате турбулентного движения потоков, а иногда и косые срезы идиоморфных кристаллов в шлифе принимают вид угловатой «осколчатой формы».

В настоящее время исследования в областях активного вулканизма показали, что обломочный материал (не только легкий пористый и пепел, а даже

тяжелые глыбы) не может погружаться в относительно жидкую лаву потоков.

В августе 1976 г. во время БТН у подножия образовалась новая бокка, из которой выливалась относительно жидкая лава. На лавовый поток непрерывно сыпалась пирокластика в виде шлака и плотных бомб. Несмотря на движение лавы со скоростью 0,4—0,5 м/с, обломочный материал не погружался, хотя вязкость лавы составляла всего 10^4 пуаз. И только в 30—40 м от прорыва при заламывании корки лавового потока и погружении ее обломочный материал проникал во внутренние части потока. Все это вызвало необходимость ввести термин «кластолава» [77].

Кластолава состоит из обломков лавы, сцементированных лавой иной текстуры, структуры, цвета или химического состава. Характерной особенностью этих пород является их лавовая природа. Причем цементирующаяся лава может быть первичной, т. е. ювенильной, или вторичной, возникшей в результате вторичного разогрева и сплавления, иногда со вслучиванием мелкообломочного материала. Кластолавы могут варьировать от липаритового до ультраосновного состава. По крупности материала среди кластолав выделяются следующие разновидности (размер фрагментов в мм).

| | |
|--|-----------|
| 1. Глыбовая агломератовая кластолава, состоящая из бомб и глыб | более 200 |
| 2. Агломератовая кластолава | 50—200 |
| 3. Псефитовая кластолава | менее 50 |

Размер глыб и обломков может варьировать от нескольких сантиметров до нескольких метров. Кластолавы, в отличие от игнимбритов, имеют локальное распространение. Условия образования генетических типов кластолав даны в разделе «Генетические типы вулканитов».

Лавокластитовые породы. Изучение закономерностей формирования вулканических толщ в проявлении современного вулканизма показало, что обломочный ювенильный материал образуется различными путями. Наряду с образованием пирокластики, которая формируется в результате эруптивной деятельности вулканов, большую роль играют обломочные породы, образовавшиеся в результате дробления лав в процессе выхода расплава на поверхность. Несмотря на то что они образовались за счет излияния лавовых потоков и формирования экструзий, относить их к лавам нецелесообразно, поскольку они представляют собой обломочные породы. В древних толщах, где текстурные свойства породы несколько утрачиваются, а также отсутствуют критерии диагностики лавокластитов, они принимались за пирокластические породы, что искажало реконструкцию вулканического процесса.

Лавокластиты, так же как и гналокластиты, формируются за счет дробления лав, и по этому признаку, казалось бы, их следует объединить в одну подгруппу. Однако они различаются тем, что в лавокластитах состав, текстура и структура слагающих их обломков аналогичны или близки к лаве, в то время как в гналокластитах обломочный материал представлен стеклом, причем в процессе дробления сильно гидратизированным, вследствие чего гналокластиты имеют повышенное содержание воды и окислы железа. Кроме того, термин «гналокластиты» прочно укоренился в литературе, в него вложено определенное понятие и сами гналокластиты распознаются во многих современных, молодых и древних вулканических областях. В связи с этим в классификации лавокластиты и гналокластиты целесообразно рассматривать отдельно. По вещественному составу лавокластиты могут варьировать от базальтов до липаритов. Распространены они на всех континентах, а в возрастном отношении от архея до нашего времени.

Лавокластиты формируются в различных условиях при излиянии лавовых потоков и экструзий. По отношению к внешней среде лавовые потоки дают лавокластиты при наземных, подводных и подледных излияниях. По отношению к массе лавового потока они слагают нижние и верхние части потоков или вся масса потока будет дробиться в лавокластит. Сплошные лавокластитовые потоки в свою очередь разделяются на два типа при формировании на крутых склонах в наземных условиях, когда жидкая часть

потока полностью вытекает и остается только глыбовый материал, и при излиянии на влажную поверхность или в водоем, когда испаряющаяся влага полностью дробит поток. При малом количестве влаги в жидких лавах образуются трубообразные отдушины полости. По форме обломочного материала лавовые потоки дают бесформенный глыбовый или фигурный материал. К последнему относятся подушечные лавы, образование которых связывается с отделением от лавового потока комков жидкой лавы, которая, отчетливо отделившись, приобретает фигурную форму (как и наземные бомбы), шары, эллипсы, баллоны, подушки, караван и т. д., при излиянии лав на снег также возможны фигурные фрагменты, как это наблюдалось на вулкане Карымском в 1963 г. При излиянии лавы в воду не всегда происходит ее полное дробление. Так, например, побочные прорывы Такетом и Олимпийский вулкан Алаид дали лавовые потоки, пзлившиеся в море, но средняя часть их осталась монолитной, хотя на отдельных участках образовались своеобразные текстуры, обусловленные растрескиванием лавы на фрагменты (в среднем 1 мм) при сохранении компактности породы.

Количество обломочного материала в лавовых потоках, как отмечено выше, колеблется в широких пределах. В жидких лавовых потоках они составляют примерно $\frac{1}{10}$ часть. В глыбовых потоках средней вязкости, как в побочных прорывах Ключевского вулкана, обломочный материал составляет $\frac{1}{3}$ или $\frac{1}{4}$ и более от общей массы потока. Причем это количество обломочного материала распределено между брекчиевыми лавами, кластолавами и лавокластитом. В более вязких лавах, как на вулкане Карымском, глыбовый материал иногда составляет более 50%, а в верхних частях потоков, расположенных на склонах, он иногда полностью глыбовый. Лавовые потоки 1975 г. Северного прорыва БТТИ на крутых склонах оставили глыбовый материал только верхней и нижней частей потоков и бортовые валы, а жидкая лава переместилась в пониженные части рельефа.

Размеры глыбового материала колеблются в широких пределах. Жидкие базальтовые лавовые потоки Толбачикского дола дают глыбовый материал размером 0,1—0,2 м, но отдельные потоки здесь же дают глыбы до 1—1,5 м. Базальтовые и андезито-базальтовые лавовые потоки Ключевского вулкана 1932—1974 гг., так же как и лавовые потоки Алаида 1934 и 1972 г., дают глыбовый материал 0,2—1,5 м, в то время как глыбовый материал андезито-дащитового состава Карымского вулкана имеет в поперечнике 3—6 м.

Форма глыбового материала также различна. Наземные лавовые потоки Толбачикского дола наряду со сложными бесформенными глыбами с ровными краями дают плитчатый материал толщиной от 5 до 25 см при поперечнике 0,5—2 м, а также шарообразные или веретенообразные глыбы. Во время излияния лавового потока прорыва Пийпа на Ключевском вулкане в бортовой части происходило окатывание полупластичного материала с образованием округлых глыб; в основном же лавы Ключевского, Карымского и большинства вулканов Камчатки и Курильских островов дают резко глыбовый материал угловатой формы с рваными краями и шероховатой поверхностью, за редким исключением, когда в 1963 г. на Карымском вулкане наблюдалось образование наземных подушечных лав.

Экструзии среднего и кислого состава во время своего роста дают по периферии обломочный материал. Если экструзия расположена на ровном месте, обломочный материал более или менее равномерно окружает ее, и на крутых склонах образуются вытянутые россыпи. Их называют купольные брекчии или агломератовые мантии. Образование их можно наблюдать на побочных экструзиях и в куполе Новом на вулкане Безымянном (Камчатка). На рис. 25 показаны разновидности лавокластитов.

Кроме современных вулканических областей в большом количестве лавокластиты формировались в Армении. Здесь в молодых основных лавовых потоках, где они стратифицируются в слоистые толщи, в разрезах наблюдается переслаивание лавокластического материала с монолитной лавой, причем обломочный материал составляет $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ общей мощности лавовых потоков. Если дробление лав происходит после остывания лавовых потоков или экструзий, эти породы не следует относить к лавокластитам. Так, например,

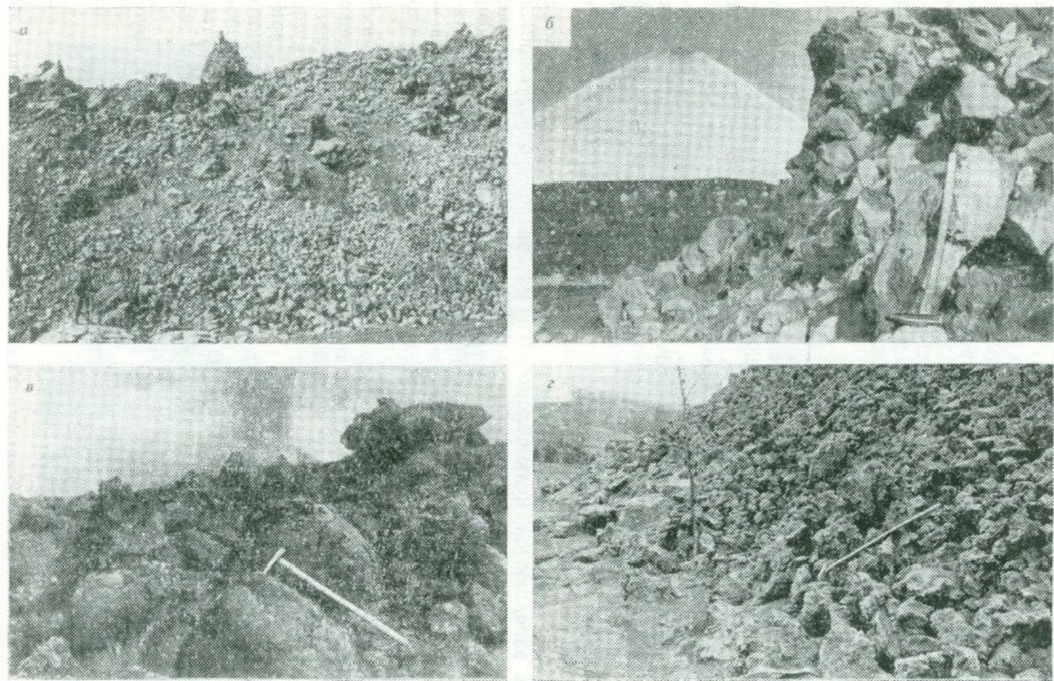


РИС. 25. Лавокластиты:

а — блокковый лавокластит вулкана Карымского, извержение 1963 г., поперечник глыб до 2 м; *б* — крупноглыбовый лавокластит из побочного конуса Апахончича Ключевского вулкана, 1946 г., на среднем плане колювально-пролювиальные отложения, вдали — вулкан Ключевской; *в* — шаровый лавокластит Толбачицкого дола, на заднем плане извержение конуса 1 БТТИ, 1975 г.; *г* — мелкоглыбовый лавокластит лавового потока конуса 1 БТТИ, 1975 г.

в Армении на больших высотах в результате морозного выветривания происходит разрушение лавовых потоков с образованием «каменных морей», носящих местное название «чингилы» [131].

Несмотря на большое внешнее сходство лавокластического и пирокластического материала, можно отметить ряд различий. Поверхность массивных лав глыбовых потоков трещиноватая, постепенно переходящая в обломочный материал вследствие сгущения трещин. Очень редко встречаются шлаковые корки с поверхностями застывания, обычно глыбы сложены слабопористой лавой, иногда с рваными краями, без признаков сортировки материала. Глыбовый материал за счет последующего разрушения лавовых потоков отличается ровными сколами, рассекающимися фенокристаллами, в то время как в глыбах, образующихся при движении лавы, сколы проходят по контактам кристаллов и основной, обычно стекловатой, массы.

Рыхлые лавокластовые породы по крупности материала имеют три градации (размеры глыб и обломков в мм).

| | |
|---|-----------|
| 1. Глыбовый лавокластовый агломерат | более 200 |
| 2. Лавокластивый агломерат | 50—200 |
| 3. Лавокластивый щебень | менее 50 |

Мелкообломочные (псаммитовые) фрагменты встречаются очень редко и, видимо, образуют небольшие объемы. Дальнейшее деление лавокластитов проводится по вещественному составу так же, как и пирокластических пород на базальтовые, дацитовые, андезитовые, липаритовые и др.

Поскольку они сложены обломками лавы, деление по агрегатному состоянию не проводится. Крупность материала обуславливается типами глыбовых лавовых потоков. Лавовые потоки санторинского типа, как, например, лавы вулкана Карымского, сложены крупными глыбами. Они образуют глыбовые агломераты. Лавовые потоки, в которых обломочный материал более мелкий, формируют лавокластивые агломераты и лавокластивые щебни.

В рыхлых лавокластитах современных лавовых потоков промежуток между глыбами заполняется мелкообломочным материалом, образующимся за счет дробления поверхности глыб, обычно более пористых и шероховатых, обладающих закалкой. Форма обломков остроугольная, иногда с рваными краями, вследствие чего они трудно отличимы от пирокластического материала, в особенности резургентного. Главное отличие этого материала — разная крупность обломков и часто высокая степень окисленности их (до красного цвета).

Наряду с отмеченным материалом промежуток между глыбами заполняется тефрой за счет действующих вулканов, как правило, тефра, даже если она принадлежит одному очагу извержения, отличается вещественным составом, кроме того, часто тефра поступает с соседних вулканов. Ювенильная тефра обычно представлена стеклом и кристаллами с первичными кристаллографическими формами, что отличает ее от остального обломочного материала. Промежутки между глыбами также могут заполняться коллювиально-пролювиальным материалом за счет обломков, сносимых с крутых склонов вулкана. В водоемах промежуток между глыбами лавы могут заполняться терригенным или хемогенным материалом.

Литифицированные лавокластивые породы по крупности материала также делятся на (размеры глыб и обломков в мм):

| | |
|--|-----------|
| 1. Глыбовый лавокластит | более 200 |
| 2. Агломератовый лавокластит | 50—200 |
| 3. Песфитовый лавокластит | менее 50 |

В древних вулканических формациях Урала, Кавказа, Средней Азии, Сибири и других регионов, где формировались глыбовые лавовые потоки, большим развитием пользуются лавокластиты. Выделение лавокластитов позволяет дать правильную оценку проявлению эксплозивной деятельности.

Гиалокластивые породы. Гиалокластиты сравнительно недавно были выявлены в вулканических толщах, но о них быстро начали поступать сообщения из разных материков (рис. 26). Прежде в литературе описывались только палагониты, представляющие собой измененные гиалокластиты.

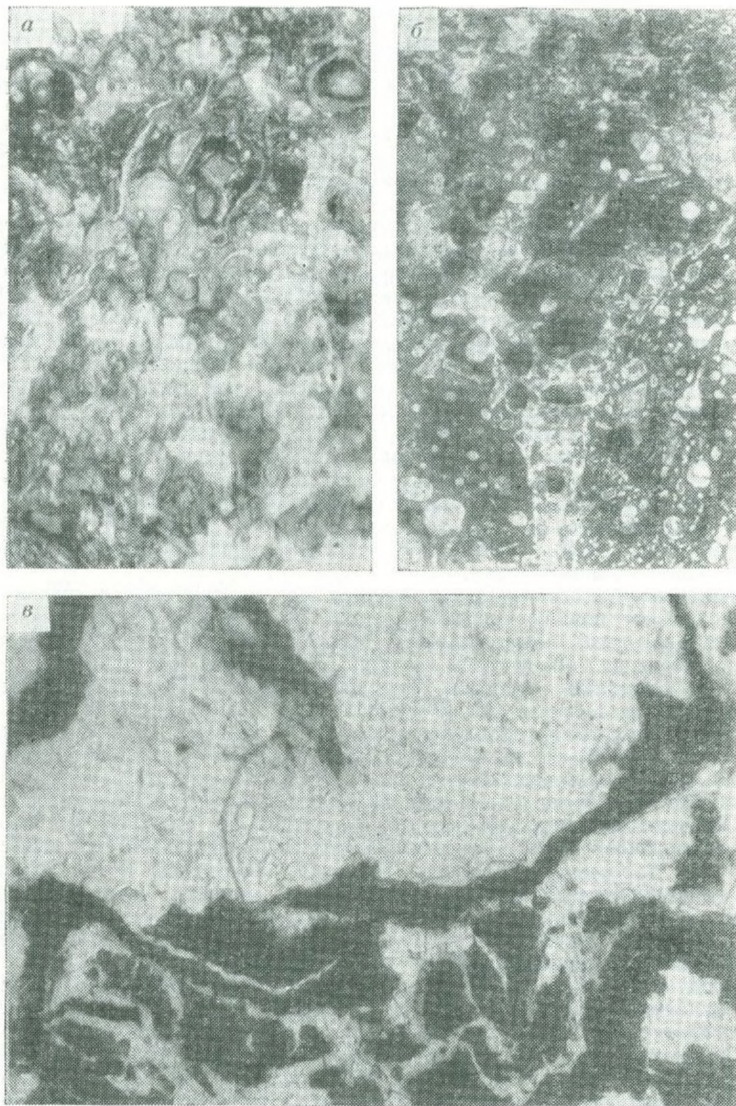


РИС. 26. Глянокластиты:

a — глянокластит из формации моуберга эоплеистоцена Исландии (коллекция Е. А. Бакина, $\times 60$); *б* — глянокластит силурийского возраста, Южный Урал (коллекция И. В. Хворовой, $\times 45$); *в* — палагонитизированный глянокластит из глубины 3050 м южная часть Тихого океана (коллекция И. О. Мурдмаа, $\times 60$)

Гиалокластиты представляют собой своеобразные витрокластические образования, сформировавшиеся преимущественно в подводных и подледных условиях в результате дробления лавовых потоков и выброса пирокластики, при этом стекло гидратируется, а железо переходит из двухвалентного в трехвалентное. Впервые гиалокластиты описал в 1958 г. А. Ритман [112] из района Сицилии. После чего они стали распознаваться во многих районах, и на международном симпозиуме в Италии в 1961 г. было представлено о них более 15 докладов из различных стран [25].

В настоящее время установлено широкое развитие гиалокластитов в океанах, морях, озерах и в подледных условиях на вулканах. Они образуются за счет дробления лав главным образом основного состава и частично среднего и кислотного.

Широко распространены гиалокластиты в Исландии, где образование их связано с извержениями лав в подледных условиях. Гиалокластиты установлены в широком возвратном интервале: от древних толщ до современных осадков. Так, например, только в пределах Сахалина и Курильских островов В. Н. Шилов [127] отмечает наличие гиалокластитов в десятках пунктов и в различных геологических условиях, начиная от глубоководных в палеозое и мезозое до мелководных в плиоцене. Широкая распространенность гиалокластитов и большое геологическое значение их для фиксации фациальных условий потребовали выделения их в самостоятельную группу. Надо полагать, что в ближайшее время при ревизии прежде осмотренных разрезов поступят сообщения о множестве новых находок гиалокластитов, так как вулканиты, формирующиеся в водных условиях, пользуются широким развитием, а подводные извержения часто приводят к образованию гиалокластитов.

В зависимости от состава расплава Г. М. Власов и М. И. Попкова [21] выделяют типы гиалокластитов, обусловленные морфологическими особенностями обломочного материала.

Гиалокластиты базальтового состава вследствие текучести расплава очень часто образуют подушечные лавовые потоки, в которых сферические обособления (подушки, шары, баллоны) покрываются ломающейся стекловатой коркой, создающей обломочный материал. Кроме того, как отмечает Д. Карлис [138], образуются глобулы, гранулы и черепки. Первые представляют каплеобразные и полупластичные обособления от лавы, а многие черепки образуются в результате дробления глобулей и гранул*. Размеры глобулей от 0,25 мм до 1 см по длинной оси. Глобулы представляют собой эллипсоидальные тела, иногда разорванные капли или верстена, реже они загнуты или расплюснуты. Почти все они имеют выпуклые и вогнутые участки, трещины и зазубренную поверхность. Гранулы отличаются от глобулей тем, что они ограничены раковистыми плоскостями. Углы гранул сглажены и несут следы пластичной деформации. Гранулы, вероятно, образуются путем отделения от более крупных глобулей и от внешних краев подушек. Некоторые глобулы и гранулы имеют поры, заполненные вторичными минералами. Фрагменты стекла содержат порфиновые выделения плагиоклаза и темноцветных минералов, видимо, интрателлурического происхождения.

В подушечных лавовых потоках гиалокластитовый материал представляет собой наполнитель, заключенный между сферическими обособлениями лавы, причем плотность подушек в общей массе колеблется в широких пределах — от плотных упаковок до рассредоточенных сфероидов. Гиалокластиты также могут накапливаться непосредственно вблизи центра извержения и относиться к автохтонному типу. В несколько отдаленных областях от центра извержения (промежуточная зона) гиалокластиты образуют слоистые толщи, куда они переносятся течениями, сортируясь по крупности. В этих условиях они относятся к аллохтонному типу.

В базальтовых гиалокластитах как геосинклинальных, так и океанических областях выделяются два типа, отличающихся пористостью основной массы [124]. В океанических гиалокластитах поры почти отсутствуют. Для

* Возможно, каплеобразные фрагменты имеют не лавовую природу, а пирокластическую.

них не характерны кристаллы. Дробление материала происходит в результате резкого охлаждения фрагментов (термического шока), а мелкообломочный материал имеет преимущественно обтекаемую форму — глобулы.

Второй тип гналокластитов характеризуется пористостью. Вследствие газонасыщенности расплава внутреннее давление в подушках, вероятно, преобладает над внешним и происходит их разрыв с образованием подушечных брекчий. Крупные обломки базальта обладают пористостью, а тонкий материал имеет прихотливую форму с ячеистой поверхностью, указывающей на дробление пузырчатого стекла. В породе обычно отсутствуют кристаллы. В океане и в подледных условиях Исландии, гналокластиты, так же как и в древних толщах, подвергаются палагонитизации.

В пределах Мирового океана они наиболее развиты в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, где формируются вместе с подушечными лавовыми потоками [97]. В перетолженном виде встречается преимущественно гналокластитовый материал, образованный за счет дробления внешних лавовых корок подводных излияний. Оскольчатые зерна бурого или иногда зеленоватого стекла с показателями преломления 1,57—1,60, имеют размеры обломков от 2 до 0,005 мм. В резко подчиненном количестве присутствует плагиоклаз, оливин, авгит с небольшой примесью рудных и аксессуарных минералов.

Гналокластиты андезитового состава, вследствие большей вязкости магмы, по сравнению с базальтовой, не дают типичных сферических обособлений. Здесь лава дробится на угловато-округлые и редко эллипсоидальные или шаровые обломки. Мелкообломочный гналокластитовый материал имеет угловатую и остроугольную форму до 0,1 мм в поперечнике. Андезитовые (андезито-базальтовые) гналокластиты пользуются широким развитием в пределах миоцен-плиоценовых отложений Курильской островной дуги и среди миоценовых отложений Камчатки.

Гналокластиты кислого состава впервые были описаны К. Г. Шириняном [130] в Арагацком вулканическом нагорье (Армения) на обособленной высоте около 2000 м. Они образовались за счет дробления дацитовых лавовых потоков позднелигоцен-постплиоценового возраста, изливавшихся, видимо, в мелководные озера. Мощность лавовых потоков достигает 4—6 м, они постепенно переходят в гналокластит. Мощность пластов гналокластитов достигает 3—4 м. Гналокластит состоит из обломков размерами менее 0,5 см, с острыми углами и гранями. Цвет стекла черный. В гналокластите иногда встречаются округлые обломки дацита. Дацит в лавовых потоках связан постепенным переходом с гналокластитом. В основной массе он обладает микролитовой и пилотакситовой структурой. Кроме того, гналокластиты отличаются от дацитов лавового потока повышенным содержанием воды. В лаве воды 0,5%, а в гналокластите до 5% и повышенное содержание закисного железа.

В Японском море и северо-западной части Тихого океана встречаются значительные площади, покрытые пеплом трахидацитового состава. Обломки стекла имеют сферическую, полусферическую и сегментовидную форму, что указывает на происхождение их в результате растрескивания округлых тел. Г. М. Власов и М. И. Попкова [21] полагают, что они имеют не пепловое, а гналокластическое происхождение. В процессе образования гналокластитов происходит гидратация стекла и окисное железо переходит в закисное.

Свежие гналокластитовые породы встречаются преимущественно среди нелигнифицированных гналокластитов, главным образом в Мировом океане. В ископаемом состоянии гналокластиты очень быстро подвергаются изменениям, превращаясь в палагониты и замещаясь цеолитами, хлоритом и водными алюмосиликатами.

Наиболее распространена палагонитизация. Этот процесс изучен слабо, однако известно, что содержание воды при этом достигает 10—30%, а двухвалентное железо переходит в трехвалентное. Показатель преломления палагонитов южной части Тихого океана, по данным И. О. Мурдмаа и др. [97], колеблется в пределах 1,579—1,755. Причем зерна с наиболее высоким показателем преломления (1,702—1,755) по внешнему виду трудно отличимы от

основной массы палагонитов. Следует отметить, что показатель преломления при гидратации снижается, а при ожелезнении повышается, выходя в ту или иную сторону за пределы, характерные для базальтовых стекол. Под микроскопом палагонит представляет собой изотропное стекло или чаще слабоанизотропное (с агрегатной поляризацией). Цвет желтый, желто-коричневый, красновато-коричневый до густо-красного. Характерно неравномерное окрашивание палагонитовых зерен. Иногда развивается перлитовая отдельность.

Д. Карлиш [138] предложил литифицированную породу, сложенную мелкообломочным материалом (гиалокластитом), называть аквагенным туфом. И. В. Хворова [124] расширила применение этого термина. Она предлагает называть подушечные лавы «аквагенным подушечным туфобазальтом», а если в них значительное количество гиалокластитовой связующей массы — «аквагенный туф с базальтовыми подушками» и далее — «аквагенная базальтовая подушечная брекчия» и др. Основываясь на том, что гиалокластиты образуются также в подледных и мелководных условиях, а также, что термин «водный туф» неудачен, были высказаны возражения против применения этого термина [21].

Рыхлые гиалокластиты по крупности материалы делятся на (размер фрагментов в мм):

| | |
|---|------------------|
| 1. Гиалокластитовый агломерат | 50—200 и более |
| 2. Гиалокластитовый щебень | 2—50 |
| 3. Гиалокластитовый песок | 0.1—2 |
| 4. Гиалокластитовый алеврит | 0.01—0.1 и менее |

Предложенное деление по крупности материала для грубообломочных отложений несколько условно, так как, вероятно, очень редко можно встретить грубообломочные отложения, в которых обломки были представлены только стеклом. Обычно в них присутствует значительная примесь распристаллизованной лавы, и в этом случае они будут относиться к лавокластитам. Тонкообломочные гиалокластиты заканчиваются алевролитами. Причем среди алевролитовых гиалокластитов часто присутствует пелитовый материал. Не исключена возможность образования пластов пелитовых гиалокластитов. Гиалокластиты, как и остальные вулканокластические породы, делятся по вещественному составу на липаритовые, андезитовые, базальтовые и др.

Литифицированные гиалокластиты по крупности материала разделяются так же, как и рыхлые, на (размер фрагментов в мм):

| | |
|---|------------------|
| 1. Агломератовый гиалокластит | 50—200 и более |
| 2. Песфитовый гиалокластит | 2—50 |
| 3. Псаммитовый гиалокластит | 0.1—2 |
| 4. Алевритовый гиалокластит | 0.01—0.1 и менее |

Гидратация стекла обычно свойственна мелкообломочному материалу. Крупные глыбы остаются неизменными.

Эксплозивно-обломочные, или пирокластические породы

Наиболее элементарное понятие, которое вкладывалось первоначально в пирокластические породы — это литифицированная тефра. Видимо, геологам, работающим в древних вулканических областях, такой генезис был наиболее понятен. Наблюдения за формированием вулканических толщ в областях активного вулканизма показали, что пирокластический материал может транспортироваться не только по воздуху после извержения, но и другими способами, не подвергаясь обработке и значительной сортировке.

Исходя из этого пирокластический материал, транспортирующийся течением при подводном извержении и попадая в воду при наземном извержении, если в нем не стал преобладать осадочный материал, также можно отнести к пирокластическому. Транспортировка в пирокластическом потоке извергнутого ювенильного материала (несмотря на то, что в процессе движения

глыбы самовзрываясь и округляясь, приобретали округлую форму) также позволяла отнести эти породы к пирокластике. Причем таким путем формировались также спешисея туфы и игнимбриты. Следовательно, и грязевые потоки, в которых обычно смазывающей жидкости меньше, чем обломочного материала, надо отнести к пирокластике, поскольку существенной обработке обломочный материал не подвергается. Тоже самое следует сказать о водно-ледниковой и ледниковой транспортировке материала. Таким образом, было расширено понятие о происхождении пирокластических пород.

Как уже было отмечено выше, в советской литературе к туфам относят пирокластические породы, содержащие обломки различного размера, хотя за рубежом еще некоторые геологи делают их на туфы и брекчии в зависимости от крупности фрагментов.

Пирокластический материал без существенных посторонних примесей. Пирокластические породы разделяются на рыхлые и литифицированные. Литифицированные в свою очередь разделяются по характеру литификации на спешисея (игнимбриты, агглютинаты) и уплотненные, сцементированные (туфы), кроме того, выделены рыхлые и сцементированные породы с примесью чуждого материала (обломков пород фундамента).

Рыхлые пирокластические породы. Среди рыхлых пирокластических образований, носящих общее наименование тефра, по крупности материала выделено семь разновидностей (размер фрагментов в мм):

| | |
|---|------------|
| 1. Глыбовый агломерат, мегабомбы, глыбы | более 200 |
| 2. Агломерат, бомбы, глыбы | 50—200 |
| 3. Лапиллы, фигурные лапиллы | 10—50 |
| 4. Мелкие лапиллы | 2—10 |
| 5. Вулканический песок | 0,1—2 |
| 6. Вулканическая пыль | 0,01—0,1 |
| 7. Тонкая вулканическая пыль | менее 0,01 |

Глыбовый агломерат и агломерат могут состоять из глыб или бомб, в последнем случае их можно назвать бомбовым агломератом. Вулканический песок и более тонкий материал объединяются в вулканический пепел независимо от формы обломков.

В термин «вулканическая бомба» вкладываются два понятия: 1) размерность грубой тефры независимо от ее формы и 2) скульптурные образования, возникшие вследствие охлаждения кусков лавы под влиянием энергии взрыва: шаровые, веретенообразные, грушевые и другого типа бомбы. Причем некоторые авторы относят к бомбам скульптурные образования независимо от размеров, в том числе фрагменты 1—2 мм в поперечнике.

Терминологические вопросы (в частности, термин «бомба») обсуждались у нас и за рубежом терминологическими комиссиями. Следует заметить, что в процессе наблюдения за эруптивной деятельностью вулканов, когда нет возможности осмотреть выброшенный материал, вулканологи руководствуются только крупностью материала. Независимо от формы и структуры весь грубообломочный материал (бомбы, глыбы, шлак) называют бомбами, так же как мелкая пирокластика (песок, пыль) именуется пеплом.

Обе комиссии приняли решение, что грубообломочный материал, выбрасываемый в пластичном состоянии и приобретающий форму во время полета и падения, именовать бомбой—у нас нижний предел размерности бомб принят 50 мм, а за рубежом 64 мм. Верхний предел размеров бомб за рубежом неограничен. У нас обычно принято считать бомбами фигурные образования до 200 мм, а выше — глыбами. Полагаю, можно предложить термин «мегабомбы», так как размеры их иногда достигают 2 м в поперечнике и более. Бесформенный материал размером более 50 мм у нас именуется глыбами, а за рубежом свыше 64 мм блоками. Следовательно, обломочный материал размерами менее 50 мм независимо от формы не может называться бомбами. Для этого материала нами [88] предложен термин «фигурные лапиллы», следует также ввести термин «фигурный пепел» для скульптурных образований размерами менее 2 мм. Пористый материал основного состава принято называть шлаком, а кислого — пемзой.

В термин «пепел» иногда также вкладывают скульптурное понятие, подразумевая под ним витрокластический псаммитовый материал, представляю-

щий дробленую пемзу рогульчатой формы. Терминологические комиссии считают, что за пеплом следует сохранить понятие размерности — менее 2 мм независимо от формы частиц.

В областях современного и новейшего (неогенового) вулканизма рыхлые пирокластические образования пользуются большим распространением. Подавляющая масса этого материала имеет пирокластическое происхождение с небольшой примесью лавокластического. Обычно это тефра в первичном своем (автохтонном) залегании, при перемещении приобретающая определенные текстурные и структурные особенности. Это может быть тефра, которая после выпадения переместилась по склону вулкана к подножию временными потоками, под действием силы тяжести, ветром, ледниками или флювиогляциальными потоками. Обломочный материал может переместиться пирокластическими или грязевыми потоками, а в прибрежных или морских условиях водными течениями. Во всех случаях при перемещении тефры или материала пирокластических потоков к нему могут примешиваться обломочный материал лавовых потоков или экструзий (лавокластический материал) или терригенный, главным образом тефроидный сухих речек, расположенных на склонах вулканов.

Пирокластический материал (тефра) в зависимости от вещественного состава магматического расплава приобретает текстурные и структурные особенности фрагментов — бомбы, фигурные лапилли, фигурный пепел.

Грубая пирокластика разделяется на три вида: бомбы, бесформенные глыбы и шлак. Бомбы также можно разделить на собственно бомбы размерами от 50 до 200 мм и мегабомбы — более 200 мм в поперечнике. Мегабомбы могут достигать в поперечнике 2—5 м и более. Форма их может быть различной. Жидкие лавы дают лепешкообразные или караваеобразные формы. Бомбы средней вязкости приобретают шаровые формы. Одна из бомб, выброшенная из конуса 2 Северного прорыва БТТИ в сентябре 1975 г., имеет эллипсообразную форму по длинной оси более 2 м и по короткой 1,5 м, поверхность ее слабощероховатая (рис. 27, а). В бомбах линзообразной формы нижняя поверхность гладкая, слаботрешиноватая черепахообразная, а верхняя — шероховатая, пеншстая. Трешиноватость возникает при падении на влажный субстрат. Толбачинское извержение 1975 г. дало весьма разнообразные бомбы — ленточные (рис. 27, б), полосчатые, трешиноватые и др. (рис. 27, в, г). Бомбы размерами 0,3—0,7 м имеют самые разнообразные формы: шаровые, веретенообразные, сигарообразные, скученные и др. Иногда бомбы содержат обломки пород фундамента. Причем осадочные породы или кислые вулканиды иногда вспучиваются. Большинство бомб сложены ювенильным материалом, пористость в них развивается по периферии. Поры обычно плоские, повторяющие поверхность бомбы. В шлаковых бомбах центральная часть более пористая, причем крупность пор уменьшается к периферии, бесформенные глыбы имеют угловатую, иногда округлую или острореберную поверхность с рваными краями. Сложены они обычно слабопористой лавой.

Шлаки весьма пористые, как правило, с порами шаровой формы, причем стенки пор также пористые (рис. 28, а, б). Плотность таких шлаков колеблется в широких пределах от 0,5 до 1,2 г/см³, при большей плотности поры приобретают неправильную форму.

Пемзы имеют еще меньшую плотность. Форма пор в них не только шаровая, но эллипсоидальная и сотообразная. Пемзы имеют обычно кислый или среднекислый состав. Базальтовые пемзы встречаются исключительно редко.

Обломочный материал размерами от 50 до 200 мм фигурный, бесформенный, плотный и шлакообразный, имеет форму и строение такое же, как и у весьма грубого материала. Однако следует отметить, что бомбы размером до 200 мм деформируются в момент падения несколько меньше, так как при малом объеме они успевают охладиться, например, весьма оригинальные бомбы вулкана Карымского, в которых отрыв комков лавы происходит по ровным плоскостям с сечением фенокристаллов. А затем в воздухе они растрескиваются и, расширяясь, вспучиваются. Разрывы имеют шероховатую

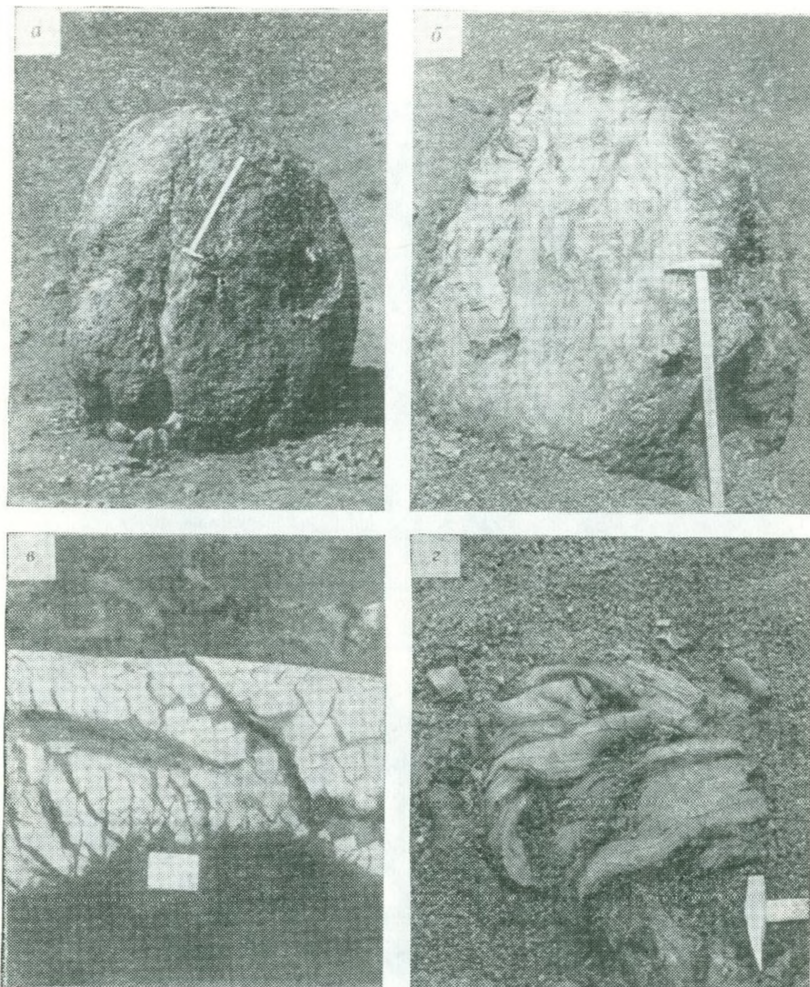


РИС. 27. Мегабомбы:

а — эллипсоидальная; *б* — полосчатая; *в* — трещиноватая; *г* — ленточная, БТТИ, 1975 г.

поверхность по контактам кристаллов и основной массы. При этом разламывание кристаллов не происходит (рис. 29, *а*).

К среднеобломочной пирокластике относятся лапилли. Лапилли, т. е. пирокластический материал размерами от 10 до 50 мм, не разделяется на фигурный и бесформенный. Вместе с тем при описании следовало бы выделять фигурные лапилли не называя их бомбами. Базальтовая магма дает преимущественно шаровые и веретенообразные лапилли без деформаций в момент падения (рис. 29, *б*). Андезитовые фигурные лапилли имеют комковатую структуру; бесформенный же материал угловатый и различной пористости. Следует отметить, что среди мелкообломочного материала фигурные образования встречаются гораздо реже.

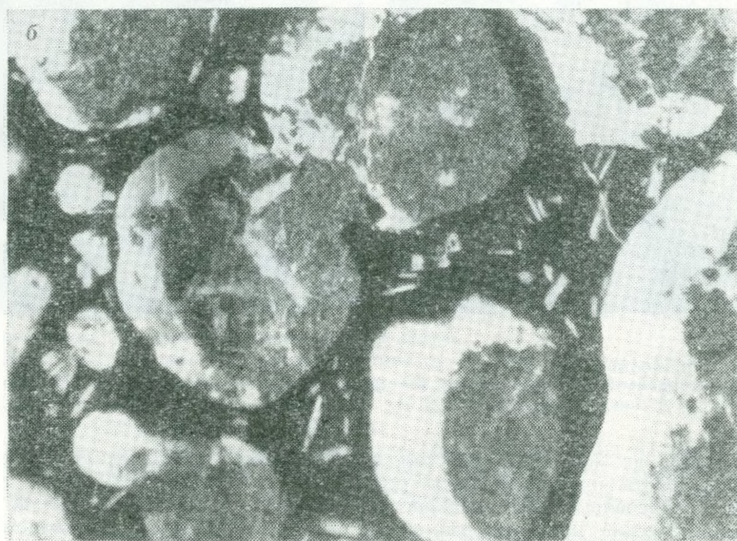
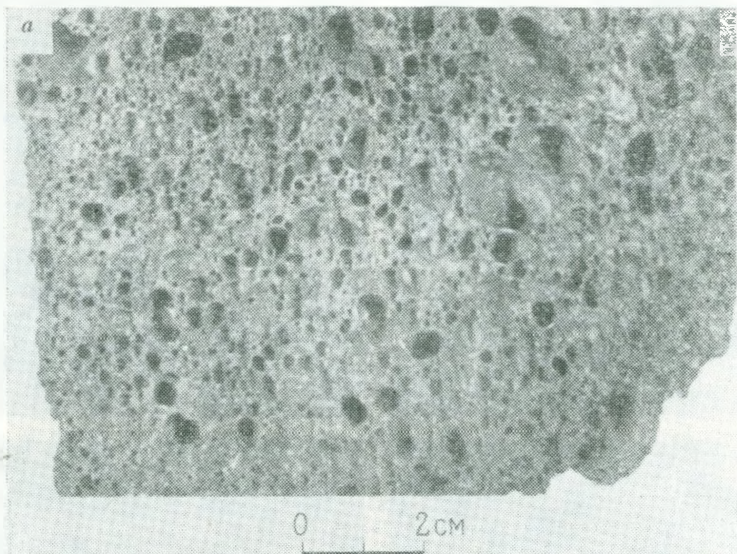


РИС. 28. Базальтовый шлак БТИ, 1976 г.:
а — натуральная величина; *б* — то же, под микроскопом (X 30)

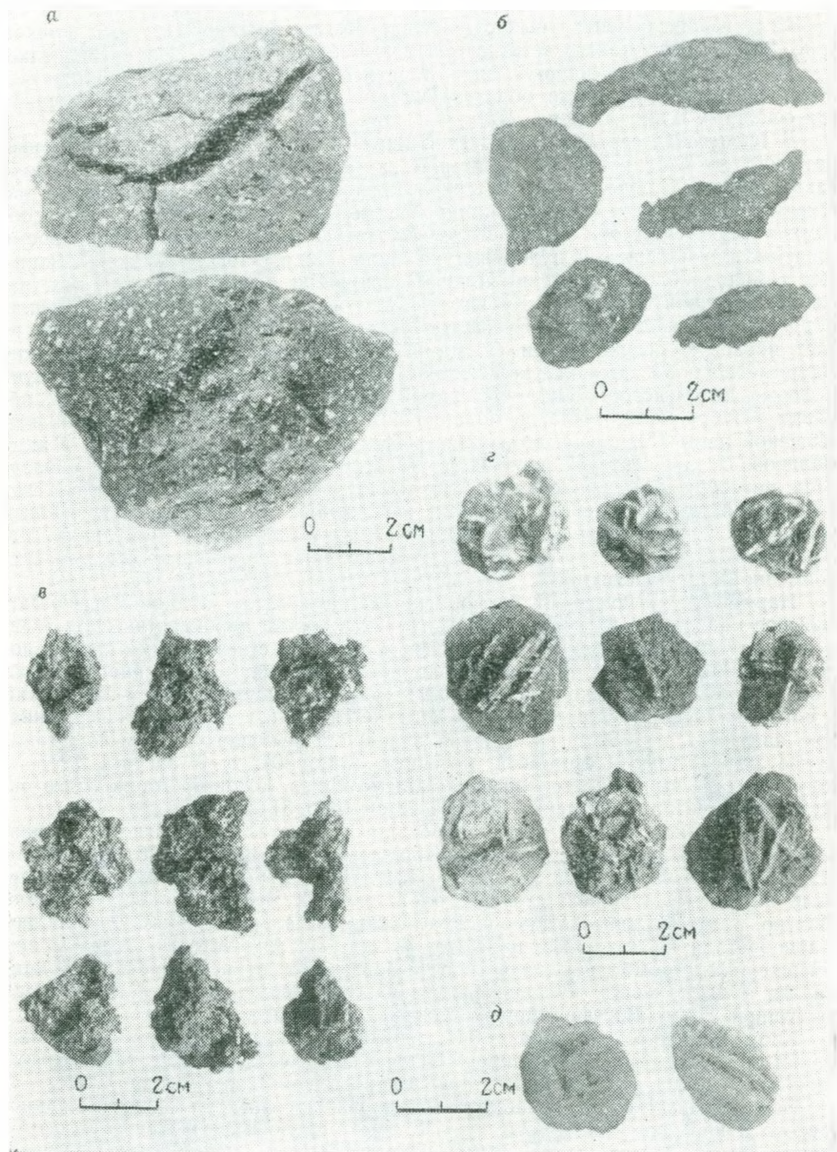


РИС. 29. Пирокластический материал:

a — бомбы Карымского вулкана; *б* — лапилли БТИ, 1976 г.; *в* — шлак БТИ, 1975 г.; *з* — кристаллы плагиоклаза Южного прорыва БТИ, 1976 г.; *д* — оплавленные кристаллы, неоднократно падавшие в кратер

Вулканический мелкоцефитовый материал размерностью от 2 до 10 мм весьма распространен. Обычно он представлен тонкопористым шлаком (рис. 29, в). Здесь также встречаются фигурные фрагменты, но очень редко.

Мелкообломочная пирокластика, т. е. пепловый материал, весьма разнообразна, причем фигурные образования обычно формируются при извержении основных и кислых лав.

В процессе извержения продуктов кислого состава образуется фигурный материал за счет вспучивания комков и последующего его разрушения. Таким образом, обломочный материал представляет собой межпоровые рагульчатые фрагменты. Причем при более мелком дроблении фигурность обломков теряется и они приобретают угловатую форму. В настоящее время на земном шаре кислый вулканизм не проявляется, за исключением локальных районов областей глубинной дифференциации основной магмы, как, например, вулканы вулкана Кракатау, Катмайя, где можно встретить пеплы с рагульчатыми формами. Подавляющая масса современных вулканов не дает пеплов с рагульчатыми формами. Базальтовые вулканы дают тонкие ажурные шлаки с большим количеством стекла. Причем стекло присутствует в форме дробленого шлака — угловатый материал с выгнутыми краями, обрывки зазубренного стекла, и, подобно бомбам, каплеобразные комочки распыленной лавы (стекла) в воздухе приобретают фигурные фрагменты в виде шариков, булав, гантелей, палочек и др. (слезы Пеле). Кроме того, образуются нитеобразные скопления стекла (волосы Пеле), возникающие за счет раздувания тонких пленок во время извержения. Бесформенный пепловый материал обычно поставляется андезитовыми вулканами, но и вулканы, извергающие продукты другого состава, также дают большое количество бесформенной пирокластики.

Наряду с фигурным и бесформенным материалом вулканы извергают большое количество кристаллов. Они входят в состав пирокластических толщ в двух видах: в виде отпрепарированных кристаллов с первичными кристаллографическими формами и в виде обломков. Мелкообломочная пирокластика в виде пеплового и мелкоцефитового материала обычно относится на десятки и сотни километров, но часто она отлагается вблизи центров извержения. Так, например, в 1963 г. на склонах вулкана Карымского в большом количестве выпал мелкоцефитовый материал (рис. 30), а 9 августа 1975 г. конус I БТТИ выбросил тонкий пепловый материал, который отложился в окрестностях центра извержения слоем 5—8 см (рис. 31).

Образование хорошо отпрепарированных кристаллов плагноклаза размерами до 3—4 см в поперечнике можно было наблюдать в 1976 г. во время базальтового извержения Южного прорыва БТТИ. Выбрасываемые кристаллы были покрыты тончайшей стекловатой пленочкой. Часть кристаллов падала обратно в кратер, иногда неоднократно, и тогда кристаллы оплавлялись и приобретали красно-бурый цвет (см. рис. 29, д). Андезитовые вулканы при извержениях стромболианского типа выбрасывают отпрепарированные кристаллы, а извержения вулканического типа — дробленые, которые в процессе воздушной сепарации формируют кристаллокластические туфы.

Кроме пирокластики типа тефры первичные формы кристаллов сохраняются в процессе образования пирокластических потоков, которые характеризуются хаотическим накоплением неравномерно обломочного материала.

Вещественный состав пирокластики варьирует от кислого до ультраосновного и щелочных карбонатитов, т. е. имеет аналоги эффузивных и интрузивных пород. Например, туфы ультраосновных меймечитов развиты в хр. Кумроч (Камчатка). Причем состав пирокластики одного и того же вулкана может меняться. Например, вершинный кратер Ключевского вулкана обычно дает менее основные базальты, чем побочные прорывы. Большое трещинное Толбачикское извержение 1975 г. началось с пирокластики магnezильных базальтов умеренной щелочности с единичными вкраплениями пироксена, магnezильного оливина и плагноклаза, а в 1976 г. закончилось глиноземистыми субщелочными базальтами с мегаплагнофировыми кристаллами плагноклаза 2—3 см в поперечнике и субфенокристаллами оливина и пироксена. Извержение вулкана Безымянного в 1956 г. началось рогово-

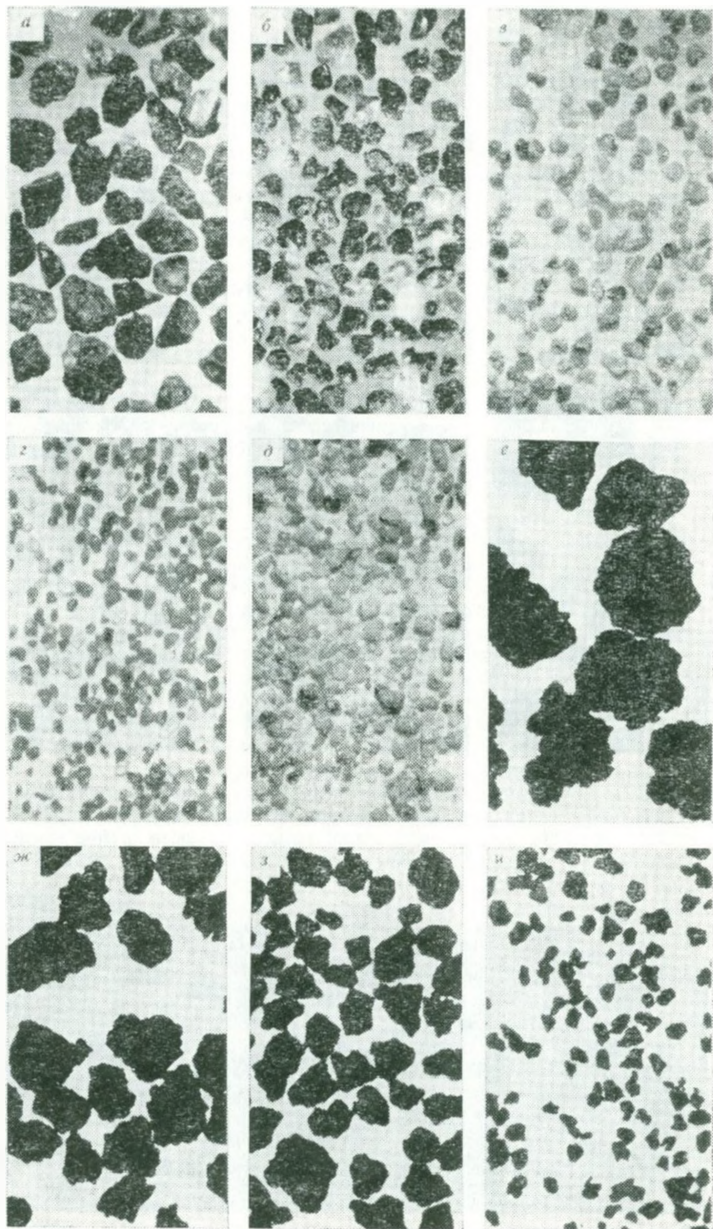


РИС. 30. Мелкообломочный пирокластический материал (пеплы), в мм:
 а — андезито-дацитовый пепел вулкана Карымского, 1966 г. (1—0,5); б — то же (0,25—0,1); в — пепел Карымского, 1977 г. (0,5—0,25); г — то же (0,25—0,1); д — андезитовый пепел вулкана Безымянного, 1956 г. (0,5); е — базальтовый пепел вулкана Тяга, 1973 г. (2—1); ж — то же (1—0,5); з — то же (0,5—0,25); и — то же (0,25—0,1)

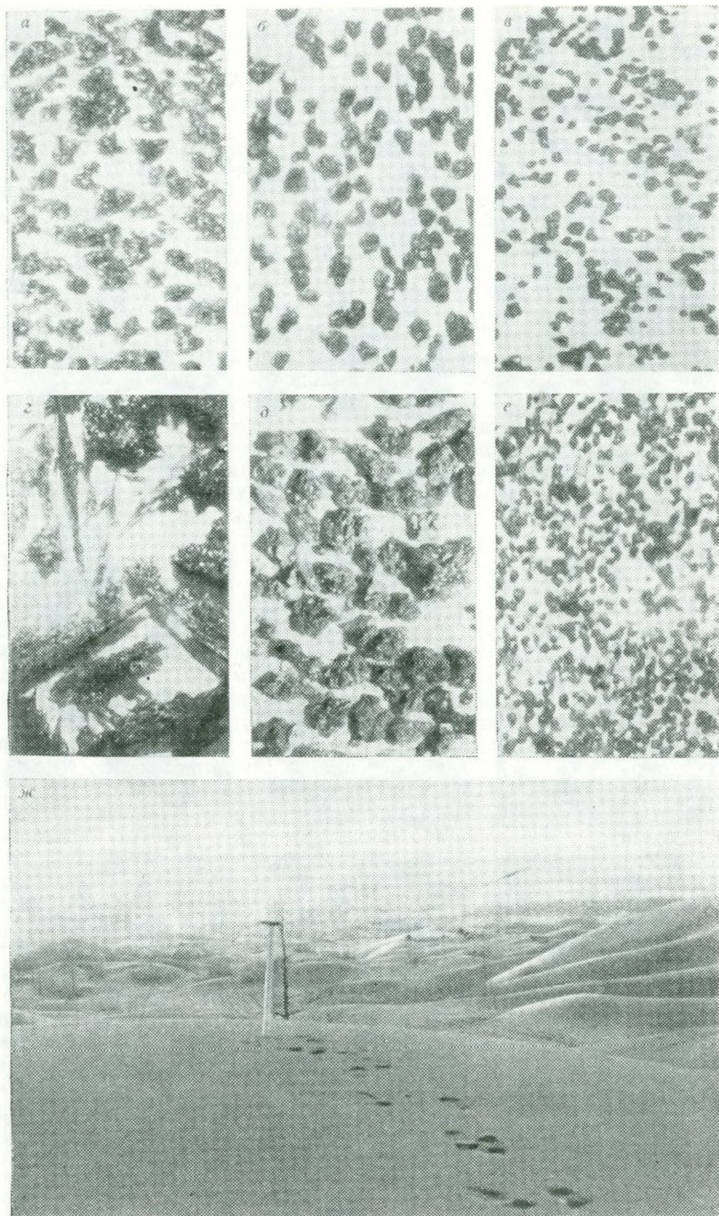


РИС. 31. Вулканические пеплы извержений БТТИ и Ключевского, в мм:
а — БТТИ, 1975 г. (2,0—1,0); *б* — то же (1,0—0,5); *в* — то же (0,5—0,25); *г* —
 БТТИ, 1976 г.; *д* — Ключевского, 1978 г. (1,0—0,5); *е* — то же (0,5—0,25) (кол-
 лекция И. Т. Кирсанова); *ж* — покров алевропелитового пепла БТТИ, выпав-
 шего 9 августа 1975 г.

обманковым андезитом, а затем сменилось двупироксеновыми андезитами, которые продолжают извергаться до сих пор (1979 г.). В 1955—1956 гг. практически одновременно происходили извержения вулкана Безымянного, дававшего пеплы кислых андезитов, и вулкана Ключевского с побочными прорывами, извергавшими черную базальтовую пирокластику. Материал извержений перемешивался и давал сложную пирокластику.

Вулкан Карымский извергает вулканы андезито-дацитового состава и его пепел во время сильных извержений (таких, как 15 мая 1963 г.) отпоялся в область деятельности базальтовых вулканов, где происходило перемешивание пирокластики. Временные потоки талых вод, ледники, эоловый перенос, и прибрежные течения транспортируют пирокластику на значительные расстояния, где также происходит ее перемешивание.

Наряду с этим пепловый материал дифференцируется во время извержения при переносе по воздуху. Более крупный и более тяжелый материал падает ближе к центру извержения, а тонкое стекло относится на десятки километров. Это влияет на химический состав пирокластики. Изменяется также минеральный состав. Вблизи вулкана отлагается грубая пирокластика, а далее в определенных зонах преобладают кристаллы и в удалении на десятки километров — стекло. Такие факты наблюдались при извержении вулканов Шивелуч 12 ноября 1964 г., Суффриера 7 мая 1902 г. на о. Сент-Винсент и в других регионах.

В западной части Русской плиты среди миоценовых отложений развиты прослойки полуразложившихся витрокластических алевритовых туфов липарита мощностью 10—30 см. Источником пепла являются закарпатские миоценовые вулканы, вблизи которых залегают мощные горизонты пепловых туфов с большим количеством обломков кристаллов [81].

Пеплы вулканов Кавказа, отложенные в разных пунктах на Украине и Туркмении, представлены в основном обломками стекла кислого состава. В результате дифференциации и сепарации в пеплах количество кремнезема увеличивается до 10% по сравнению с пеплами вблизи вулканов.

Таким образом, при изучении вещественного состава пирокластического материала необходимо учитывать возможность смещения обломков различного состава и продуктов воздушной сепарации, в результате которой в общем случае более кислые разновидности будут располагаться вдали от центра извержения, а более основные — в непосредственной близости от него.

Для иллюстрации нами приводится краткая характеристика андезито-дацитового пепла вулкана Карымского извержения 1966 и 1977 гг., андезито-дацитового пепла вулкана Безымянного 1956 г., базальтовых пеплов вулканов Алайд 1972 г., Тятя 1973 г., БТТИ 1975 и 1976 гг. (см. рис. 31).

Литифицированные пирокластические породы. Эта группа пород разделяется на две подгруппы: 1) литифицированные без цемента (спекшиеся и сваренные) и 2) уплотненные и цементированные. К первой подгруппе относятся спекшиеся туфы, игнимбриты и породы, промежуточные между лавами и игнимбритами — игниспумиты. Вторую подгруппу составляют туфы. Они цементируются гидрохимическим цементом или, уплотняясь, «слеживаются» и представляют собой полухлупую породу, отличающуюся от нелитифицированной (сыпучей) пирокластики.

Сваренные и спекшиеся пирокластические породы. Спекшиеся туфы известны трех генетических типов: агглютинаты, спекшиеся туфы пирокластических потоков и псевдоагглютинаты.

Агглютинаты в областях развития базальтового вулканизма пользуются широким распространением. Они образуются в результате извержений стромболианского типа при выбросах раскаленного пластичного, иногда жидкого, или полупластичного ювенильного обломочного материала и слагают обычно прикратерные части вулканов. Процесс спекания обусловлен высокой температурой фрагментов лавы, которые при нагромождении соприкасаются и приобретают общую лавовую пленку, соединяющую их между собой.

Агглютинаты, как правило, сложены грубообломочным материалом. Он может быть фигурным и бесформенным, слабопористым и весьма пористым

шлаком. Мелкообломочный материал, выбрасываемый на большую высоту, успевает охладиться и в полете приобрети твердую корочку, лишаящую возможности спекания обломков. Наиболее распространенные агглютинаты состоят из лепешкообразных глыб,— деформированных комков лавы во время падения— это собственно агглютинаты. Реже встречаются шлаковые агглютинаты и глыбовые, сложенные плотными или слабопористыми глыбами лав. Еще реже развиты бомбовые агглютинаты.

Агглютинаты, сложенные фигурными фрагментами,— бомбами, изучались мной на побочном кратере Такетоми вулкана Алайд. Здесь бомбы имеют шаровую или эллипсоидальную форму размерами 8—15 см в поперечнике и редко больше, они сложены слабопористым базальтом и во время падения не деформировались (рис. 32, а).

Во время извержения конуса I Северного прорыва БТИ в 1975 г. мной наблюдались потоки раскаленного обломочного материала, которые «выплескивались» из кратера и сползали по склону. В 1976 г. изучение их показало, что они сложены бесформенными глыбами слабопористого базальта красного цвета, слабодеформированные, спекшиеся в сплошную массу.

При фонтанировании лавы выбрасывается жидкая лава, приобретающая в полете большую пористость. Такого типа обломки при падении, деформируясь, принимают линзообразную форму, причем вследствие окисления обломки приобретают красный цвет. Наиболее крупные агглютинаты такого типа изучались мной у подножия вулкана Сопка Зимина (Камчатка) с глыбами размерами от 0,5 м в поперечнике, реже 2—3 м в диаметре при толщине 0,3—0,4 м, и отдельные крупные «лепешки» диаметром 10 м при толщине 0,8 м. Иногда агглютинаты сложены смешанным обломочным материалом. Так, например, у подножия вулкана Козельского по одноименному ключу обнажается базальтовый агглютинат, в котором крупнообломочный материал имеет линзообразную форму диаметром 1—3 м при толщине 0,2—0,3 м, а обломочный материал размерами 5—30 см— округлую форму. При этом промежуток между грубой пирокластикой выполнены обломками 2—10 см в поперечнике. Текстура глыб пористая и слабопористая. Глыбы агглютината прочно спекшиеся в сплошную массу.

Под микроскопом в зонах образования соединительной пленки контакты наблюдаются только при разных текстурах или структурах обломков, но обычно связующая масса незаметно переходит от обломка к обломку.

Спекшиеся туфы пирокластических потоков различаются в зависимости от состава пирокластических потоков. В потоках кислого и среднего состава они образуют самостоятельные потоки, как например, известные армянские туфы ереван-ленинканского типа, или слагают нижние и верхние части игнимбритовых пирокластических потоков. Для спекшихся туфов, в отличие от игнимбритов, характерно отсутствие деформации обломков стекла или очень слабое сплавление и отсутствие фьямме.

Спекшиеся туфы ереван-ленинканского типа дацитового состава обладают массивной текстурой иногда со столбчатой отдельностью; цвет преимущественно черный, коричневый, красный; в зависимости от окисления приобретают фиолетовый, розовый, кремовый, оранжевый цвет. По данным К. Г. Шириняна (1970), они сложены преимущественно грубопсаммитовым материалом с преобладанием стекла, часто пемзовидного (73,7%). Кристаллы представлены плагиоклазом № 41—51 (14,5%), пироксеном (4,2%), рудным минералом (3,2%) и чуждыми обломками пород фундамента (4,2%). Судя по тому, что чуждый материал представлен обломками подстилающих пород (известняки, порфиры, обсидианы, долериты и др.), извержение их происходило из нескольких центров. Фьямме в породе отсутствует, но обломки стекла в местах соприкосновения слегка расплавлены. Причем степень сплавления различна. Но вместе с тем порода не потеряла пористости, что в сочетании с прочностью и блочностью сделало ее прекрасным строительным материалом. Аналогичное спекание мелкообломочного материала наблюдается в нижних частях пирокластических потоков Камчатки, Приморского края и других вулканических областях. В Приморском крае вблизи Дальнегорска у центра извержения палеовулкана развиты грубооб-

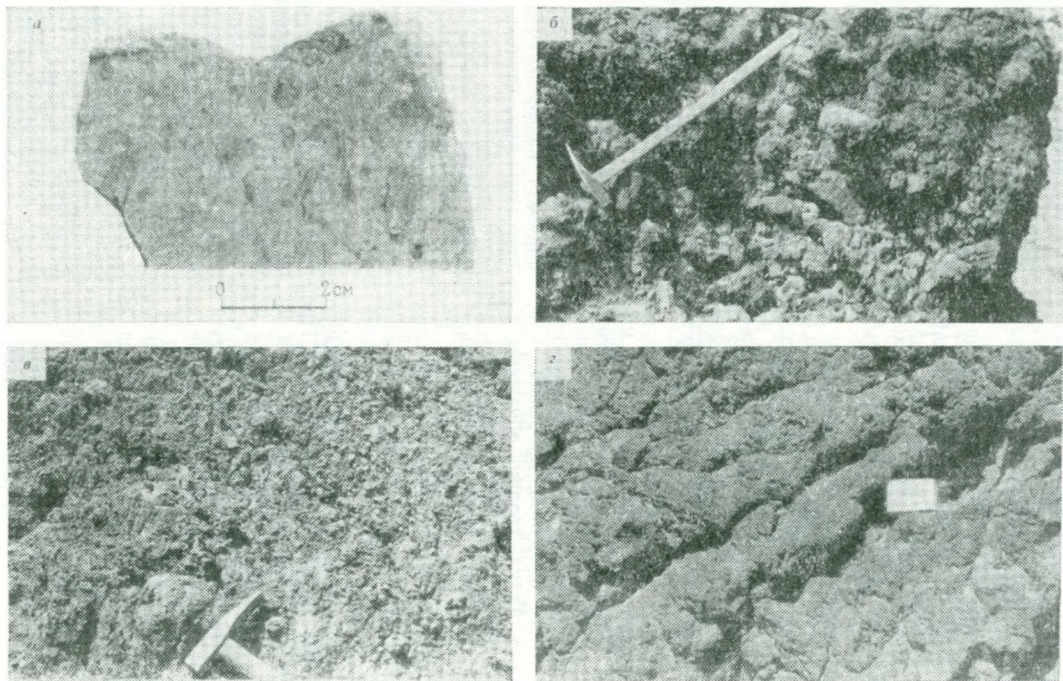


РИС. 32. Спекшиеся туфы:

а — спекшийся туф пирокластического потока у г. Среднегорска; *б* — агглютинат с недеформированными фрагментами, конус Такетоми вулкана Алайд, извержение 1934 г.; *в* — псевдоагглютинат конуса Бакланьего вулкана Алайд; *г* — псевдоагглютинат древнего пирокластического потока вулкана Авача

ломочные спекшиеся туфы мелового возраста (см. рис. 32, б), выше переходящие в игнимбриты. На юге Камчатки и к северу от г. Петропавловска-Камчатского также нижние и верхние части игнимбритовых потоков сложены спекшимися туфами.

Псевдоагглютинаты. Изучение разрывов многих шлаковых конусов и вершин стратовулканов показало, что накопления шлакового материала подвергаются вторичному окислению, приобретая ярко-красный цвет. Причем интенсивность окраски уменьшается сверху вниз. Одновременно с покраснением пород происходит их спекание. Наблюдения над побочным извержением Алаида в 1972 г. Олимпийским и Северным прорывами БТТИ показали, что после прекращения извержения начинается процесс вторичного разогрева. Так, на Северном прорыве БТТИ эруптивная деятельность прекратилась в октябре 1975 г., а в 1975 и 1976 гг. продолжают действовать фумаролы с температурой выше 500°. Причем интенсивная фумарольная деятельность приурочена не к некам, а к максимальным мощностям шлака по периферии кратеров. Следует отметить, что наличие в газах фумарол хлора и фтора указывает и на поступление ювенильных газов. Вместе с тем надо полагать, что основная масса газов идет за счет вторичного разогрева шлаков. Вероятно, это связано с подсосом кислорода и возникновением экзотермических реакций. В этих областях наблюдается покраснение шлаков и их спекание в псевдоагглютинат. В процессе вторичного перегрева на Толбачицких конусах, в том числе и на конусах более ранних извержений, псевдоагглютинаты представляют спекшуюся породу, состоящую из недеформированных обломков шлака, в отличие от агглютинатов, которым свойственна деформация обломков. В местах спекания расплавленную цементирующую пленку проследить не удается ни под микроскопом, ни макроскопически, так как она сливается с обломками и неотличима от последних. Обломочная природа псевдоагглютината хорошо выражается разной текстурой слагающих породу обломков. Псевдоагглютинаты можно хорошо изучать в разрушенных конусах побочных прорывов, как, например, на прорыве Бакланьем вулкана Алайд хорошо обнажены псевдоагглютинаты, степень метаморфизма которых к низу уменьшается (см. рис. 32, в).

Псевдоагглютинаты также наблюдались у кратера вулкана Авача. Здесь хорошо видно, что во время извержения в 1945 г. был отложен базальтовый шлаковый материал черного цвета мощностью 12 м, с размерами обломков преимущественно 5—10 см, реже более. Впоследствии верхняя часть слоя шлака, видимо, под действием вторичного разогрева окислилась и спеклась в прочную массу [88].

Псевдоагглютинаты, кроме того, образуются в агломератовых пирокластических потоках и раскаленных лавинах. Происходит это на участках скопления крупных раскаленных глыб. В 2 км на запад от г. Петропавловска-Камчатского в пределах пирокластических потоков Авачи вблизи крупных глыб мелкообломочный материал спекался в сплошную массу. В результате полного переплавления материала образуется порода типа вторичной лавы, в которой едва заметна первичная обломочная структура. Поверхность сплавленных участков бугристая, шероховатая и комковатая, иногда частично трещиноватая (см. рис. 32, г). Под микроскопом лавоподобный цемент с большим трудом отличается от обломков лавы того же состава. В основной стекловатой массе обломки кристаллов подвержены слабому разложению. В первую очередь разлагаются мелкие кристаллы плагиоклазов и их микролиты в обломках лавы. Фенокристаллы разлагаются в ядрах (более основные) с образованием опалово-глинистой массы, пропитанной окислами железа. Обломки и зерна кристаллов гиперстена, авгита и магнетита свежие. Вокруг зерен магнетита иногда возникают бурые каемки окислов железа. Описываемые образования аналогичны описанным выше спекшимся туфам пирокластических потоков, где происходит спекание только вблизи крупных глыб. Текстуры псевдоагглютинаты могут быть двух разновидностей: шлаковые и глыбовые. Аналогичный процесс спекания наблюдался нами на глыбовых лавовых потоках побочных кратеров Ключевского вулкана, где спекается мелкий дробленый материал, заключенный между глыбами. Здесь

разложению подвергалось и вулканическое стекло, интенсивно пропитываемое окислами железа.

Агглютинаты обычно образуют пластообразные тела, а псевдоагглютинаты — тела неправильной формы, выклинивающиеся книзу.

К сваренным породам относятся игнимбриты и игниспумиты.

Игнимбриты образуются в результате извержения пирокластических потоков и последующего сваривания обломочного материала в монолитную массу. Для игнимбритов характерна деформация обломков. В результате сваривания витрокластический материал деформируется, сплющивается, иногда полностью утрачивает первичные формы и текстуру (пористость). Наиболее крупные обломки лемзы или стекла превращаются в линзовидные фрагменты — фьямме*. Вместе с тем в игнимбритах всегда возможно определить пирокластическую природу их в отличие от игниспумитов, в которых сваривание витрокластического материала настолько велико, что они приобретают лаповое строение. Однако в одних и тех же потоках могут залегать игнимбриты, игниспумиты и спекшиеся туфы с недеформированными обломками.

Общая текстура игнимбритов массивная. Обычно они обладают столбчатой отдельностью. Кроме того, игнимбриты благодаря наличию фьямме имеют одним из признаков присущую текстуру. Цвет игнимбритов обычно коричневый или серый и на этом фоне в поперечном разрезе красиво выделяются линзочки (фьямме) обсидианового типа стекла. Часто концы фьямме расщеплены (см. рис. 15, б). В плане фьямме имеют изометричную, иногда круглую форму. При изучении игнимбритов следует изучить основную массу, фьямме и примесь чуждого материала.

Основная масса игнимбритов состоит на 40—70% из обломков стекла и кристаллов. Стекло первоначально было представлено рогульчатыми обломками и более плотными и пористыми (пемза) обломками стекла. В процессе сваривания обломки стекла теряют первоначальную форму, изгибаются, сплющиваются, более крупные обломки приобретают линзовидную форму. В обломках пемзы поры вытягиваются, уплощаются, создавая ленточную текстуру, а затем они и совсем исчезают, иногда оставляя едва заметную полосчатость. Периферия обломочного материала растворяется и промежутки между ними заполняются стеклом. Иногда процесс растворения и деформации заходит настолько далеко, что едва улавливаются реликты обломков. Пемзовидные обломки, располагаясь между кристаллами и деформируясь, приобретают обтекаемые формы, создавая впечатление первичной флюидалной текстуры. При этом микролиты в пемзе приобретают ориентировку, параллельную вторичной флюидалности.

Кристаллы в игнимбритах встречаются двух видов: с первичными кристаллографическими формами и в виде обломков. Поскольку игнимбриты образуются из расплава кислого и среднего состава, кристаллы полевых шпатов (пироксен, калишпат) резко преобладают над другими кристаллами, составляя 15—40% от объема породы, затем следуют биотит, роговая обманка, пироксены, рудные минералы. Процесс сваривания в игнимбритах обычно не влияет на кристаллокластическую часть породы. Иногда наблюдается только перегруппировка или ориентировка таблитчатых или чешуйчатых кристаллов. В результате постэруптивной кристаллизации стекла игнимбритов образуются кристаллиты, спикюлиты, трихиты, калинастровый полевой шпат и кристобалит. Иногда в пустотах образуются слюда и амфибол.

Чуждые обломки весьма распространены в игнимбритах. Их процентное содержание колеблется от 3—5 до 10—20, переходя в ксеногнимбриты. Обломочный материал весьма разнообразен, состоит из пород, слагающих фундамент вулкана. Обломки несут следы температурных воздействий, а иногда в них расплавляется стекло и они деформируются.

* Игнимбриты как геологические образования рассматриваются в главе «Генетические типы вулканиитов», где дается характеристика строения потоков, условий залегания, закономерности формирования и т. д. Здесь же описываются их петрографические особенности.

Очень редко в игнибригах преобладают кристаллы. Такое явление можно объяснить отделением и выбросом тонкообломочного стекла во время формирования пирокластического потока. Так, например, можно указать на наличие мощных толщ витрокластических туфов в долине р. Камчатки, сформировавшихся в период образования игнибриговых пирокластических потоков Восточной Камчатки средне- и позднечетвертичного возраста, среди которых присутствуют потоки, обогащенные кристаллами. В такого типа кристаллокластических игнибригах (где преобладают кристаллы) обломки стекла, располагаясь между кристаллами и сплаваясь, являются связующей массой, что позволяет назвать их кристаллокластическими игнибригами. В древних толщах, где стекло замещается вторичными минералами, порода приобретает облик осадочной, если затруднительно определить реликты первичных форм стекла или установить флюидальность.

Для основной массы игнибригов (в отличие от спекшихся туфов) характерна деформация витрокластического обломочного материала вплоть до полного расплавления его и превращения во вторичную лаву. В этом случае сваренные породы следует относить к игниспумитам.

Таким образом, по степени изменения обломков стекла можно выделять три типа пород: спекшиеся туфы — в них стекло не деформировано; игнибриги — стекло в результате расплавления деформировано и игниспумиты — стекло полностью утратило первичные формы, превратившись в сплошную массу породы.

В процессе изучения игнибригов Камчатки мной было установлено четыре типа фьямме [78, 83], образовавшихся в результате: 1) расплавления и сплющивания обломков пемзы; 2) расплавления и сплющивания ювенильных обломков лавы; 3) расплавления мелких обломков стекла в участках их концентрации и выплавки линзообразных обособлений стекла; 4) расплавления стекла в чуждых обломках, преимущественно близкого состава и деформаций их.

Образование фьямме за счет расплавления и сплющивания обломков пемзы можно хорошо наблюдать в многочисленных береговых обнажениях Восточной Камчатки у Жулаповского рыбокомбината (рис. 33, а). В нижней части пирокластического потока обломочный материал не сцементирован. Он представлен пемзой желто-розового цвета размерами до 10 см в поперечнике. Форма их угловатая и округлая. Промежутки между крупными обломками заполнены мелкообломочным материалом, представленным стеклом и обломками кристаллов. Слоистость и сортировка материала отсутствует. Выше по разрезу материал уплотняется и переходит в спекшийся туф без деформации обломочного материала. Еще выше по разрезу крупность глыб пемзы достигает 0,3 м в поперечнике. Пемза постепенно темнеет, приобретая вначале темно-серый, а затем черный цвет, а мелкообломочный наполнитель коричневого цвета. Пемза весьма пористая с объемной плотностью 0,6—0,7 г/см³. Поры двух типов — шаровой и трубнообразной с нитевидными перегородками. По мере движения вверх по разрезу спекание материала увеличивается, а пемза постепенно приобретает сплюснутую форму. Далее она уплотняется до тонких линз, теряя пористость. По периферии обломки пемзы как бы внедряются в мелкообломочный материал и расщепляются по краям. Таким образом, обломки пемзы в результате уплотнения в перегретом состоянии приобретают линзообразную форму, утрачивают пористость и превращаются в обсидиановые или перлитовые стекла черного цвета, четко выделяясь на коричневом фоне основной массы. Фьямме составляют 40—50% объема породы. Размеры фьямме колеблются в широких пределах: от 3—5 мм до 0,5 м и более, толщина до 0,15 м. Отношение толщины фьямме к длине варьирует от 1:10 до 1:50. Под микроскопом хорошо видно, что форма пор обломков и глыб пемзы в зависимости от степени перехода (сплавления) пемзы в фьямме изменяется. В недеформированной пемзе форма пор преимущественно шаровая, дающая круглые сечения. По мере превращения пемзы в фьямме поры сплющиваются. Вначале они просто вытягиваются, а промежутки между ними дробятся и создается впечатление пепловой структуры. В других случаях происходит сплющивание или пол-

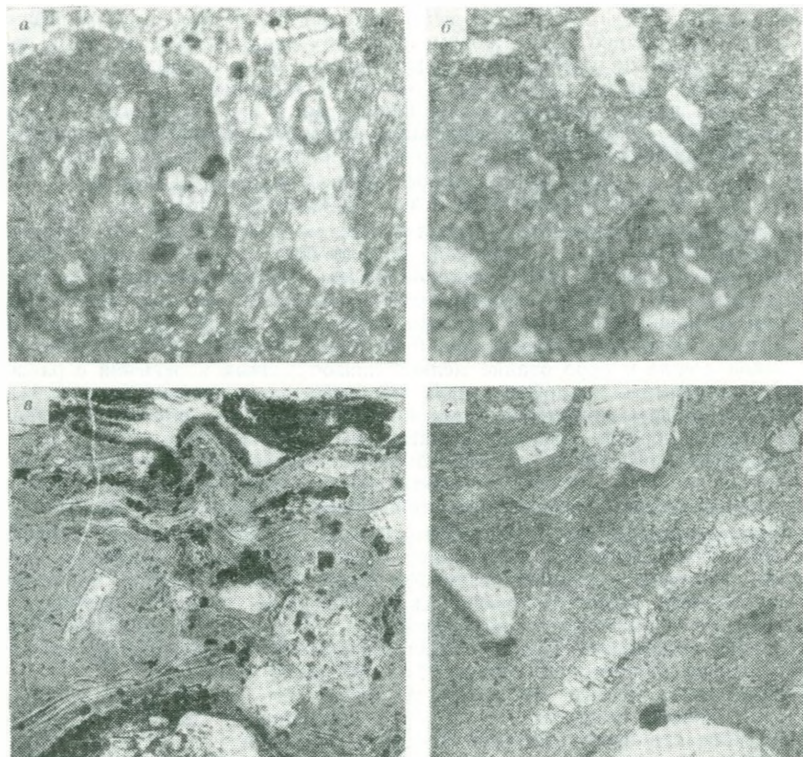


РИС. 33. Типы фьямме игнимбритов. Кроноцкий залив, Камчатка.

а — спекшийся туф; *б* — образование фьямме за счет пемзы; *в* — образование фьямме за счет обломка стекла; *г* — образование фьямме за счет чуждого материала

ностью утрачиваются следы пористости. Мелкие фьямме или деформированные обломки пемзы, залегая между крупными фенокристаллами и обтекая их, приобретают флюидальность. Микролиты в фьямме приобретают ориентировку, соответствующую положению сплавленной пемзы, что также придает породе флюидальность.

Мелкообломочный материал в этих игнимбритах сваривается в сплошную монолитную массу, напоминая лаву, звенящую при ударе молотком.

Образование фьямме путем расплавления и сплющивания ювенильных обломков лавы также можно наблюдать в этом районе. Этот тип фьямме встречается гораздо реже (в некоторых игнимбритах), как например, в 20 км севернее пос. Жупановский комбинат обломки пемзы отсутствуют и их заменяют ювенильные обломки дацита. Здесь наблюдается более интенсивное сваривание породы и при этом обломки породы приобретают линзообразную или даже ленточную форму. В них также происходит переориентировка микролитов и появляется флюидальность при обтекании крупных кристаллов или чуждых обломков (см. рис. 33, *б*).

Образование фьямме путем расплавления мелких обломков стекла на участках их скопления и выплавки линзообразных скоплений стекла наблюдалось на юге Камчатки, вблизи пос. Озерновского.

Здесь горизонт игнимбритов мощностью около 80 м обладает столбчатой отдельностью. Поверхность его почти горизонтальна. В нижней части гори-

зонта залегают туфы, которые выше постепенно переходят в игнибристы. В последних хорошо видна обломочная структура, фьяме черного цвета с преобладающими размерами в поперечнике 5 см и толщиной 2 см. В основной массе присутствует 50—60% обломков кристаллов, а в фьяме 30—35%. Среди них встречаются зерна кварца до 7 мм в диаметре с хорошо сохранившимися кристаллографическими формами. В породе присутствует около 10% обломков чуждого материала (породы фундамета). Под микроскопом легко устанавливается пирокластическая природа основной массы игнибриста по наличию обломков стекла и минералов [81].

Цементирующая порода витрокластическая масса имеет все промежуточные формы спекания и расплавления до бесструктурной массы с показателем преломления 1,492, в которой видны реликты обломков вулканического стекла. В более спекшихся участках пепловые частицы теряют свои контуры и появляются белые полоски стекла (см. рис. 33, в). На участках, обедненных обломками кристаллов, происходит максимальное переплавление обломков стекла и образование мелких линзообразных включений с расщепленными краями — микрофьяме. В наиболее сильно спекшихся участках микрофьяме группируются в виде параллельных полос, образуя флюидальность. Таким образом, фьяме представляют собой участки переплавленного витрокластического материала. В самих фьяме также можно наблюдать реликты пепловой структуры и обломки кристаллов, указывающие на происхождение фьяме за счет переплавления мелкого пеплового материала.

Проведенные химические анализы фьяме и основной массы показали, что фьяме по сравнению с основной массой содержит больше кремнезема и окиси калия и меньше глинозема, кальция, железа и натрия. Это объясняется тем, что фьяме образовалось при спекании участков, обогащенных обломками стекла, которое, по сравнению с кристаллической частью, представленной главным образом интрателлурическими вкраплениями, является более кислым (обедненным кальцием, алюминием и натрием).

Образование фьяме за счет расплавления стекла в чуждых обломках, преимущественно близкого состава, и деформации их также наблюдались в игнибристах и игниспумитах Кроноцкого залива в устьях рек Третьей и Нерпичей на север от пос. Жупановский комбинат [83]. Мощность пирокластического потока около 15 м. Нижняя часть потока представлена спекшимся туфом с хорошо видимой обломочной структурой, в котором псаммито-алевритовый материал составляет 92—94%. Ювенильных обломков плотного андезито-дацита размером до 2 см содержится около 4—6%. Более крупные обломки представлены чуждым материалом: андезитом, андезито-базальтом и реже аргиллитом. Обломки пемзы отсутствуют. Выше по разрезу в средней части пирокластического потока происходит полное переплавление ювенильного материала и частичное расплавление чуждых обломков, среди которых обломки андезитового и андезито-базальтового состава приобретают линзообразную форму.

Ювенильные обломки приобретают форму полос толщиной 1,0—1,5 мм и длиной 50 мм и более. Цвет их коричневый и они хорошо выделяются на общем сером фоне основной массы, образуя своеобразное фьяме.

В обломках эффузивных пород стекло основной массы расплавилось и обломки приобрели линзообразную форму размерами до 50 мм длиной, а иногда до 30 см при толщине 2—3 см. Порфиновые выделения в них и микролиты не претерпели изменений, но перегруппировались, расположившись длинными осями в плоскости лепешек. Таким образом, возникло новое фьяме за счет чуждых обломков эффузивных пород (см. рис. 33).

Форма чуждых обломков зависит от степени спекания обломочного материала пирокластического потока: в спекшихся туфах обломки чуждых пород не деформированы; в игнибристах они приобрели линзообразную форму, а в игниспумитах превратились в протяженные полосы, создав ленточную текстуру (см. рис. 38).

Обломки чуждого материала в игнибристах подвергаются изменениям избирательно. Как отмечено выше, при сильном сваривании игнибристов

обломки эффузивов приобретают линзообразную форму. Обломки песчаника, аргиллита в просмотренных нами шлифах не подверглись изменениям.

Игниспумитам в отличие от игнимбритов приспосабливается несколько иной генезис — образование не из твердых обломков, а из жидких. Однако вследствие того, что условия образования игниспумитов в природе не наблюдались, а обломки кристаллов не несут следов расплавления, есть все основания предположить, что игниспумиты образовались аналогично игнимбритам, но степень расплавления обломков стекла была более высокой*. Это подтверждает тот факт, что типичные игниспумиты, принимавшиеся за лавы, в нижних и верхних частях пирокластических потоков сложены спекшимися туфами с фигурными (рогульчатыми) обломками стекла, образование которых, за счет дробления пемзы, могло произойти только в твердом состоянии. Исходя из изложенного, целесообразно игниспумиты определять по петрографическим признакам: 1) полное расплавление обломков стекла с превращением его во вторичную лаву, цементирующую кристаллы и обломки пород; 2) превращение фьямме в вытянутые лентообразные полосы, создающие полосчатую текстуру породы.

Псевдоигнимбриты. Очень важно отметить различия между игнимбритами и породами, по внешнему виду напоминающими игнимбриты. Они также образованы из пемзовых пирокластических потоков и в них присутствует фьямме, погруженное в тонкообломочную пирокластическую массу, в которой обломки стекла спаяны или полностью «сплавлены» в сплошную массу, иногда обладающую флюидальностью. Псевдоигнимбриты, в отличие от игнимбритов, образуются в областях гидротермальных систем, в результате гидротермального метаморфизма, где происходит разложение мелкообломочного материала с образованием оиала и глинистых минералов. Изучение псевдоигнимбритов Камчатки, Курильских островов, Закарпатья и просмотр образцов с Кавказа и Урала позволили нам установить их диагностические признаки. Они сводятся к следующему: 1) игнимбриты формируются только в наземных, а псевдоигнимбриты в наземных и водных условиях; 2) первые не зависят от гидротермальных систем, а вторые приурочены к этим системам или областям гидротермально измененных пород; 3) игнимбриты залегают в виде горизонтов, занимающих обширные площади, и по простираанию не переходят в рыхлые породы; псевдоигнимбриты локализируются только в пределах деятельности термальных вод гидротермальных систем и по простираанию переходят в «несваренные» породы; 4) игнимбриты, как правило, не подвергаются гидротермальному метаморфизму, в псевдоигнимбритах метаморфизм развивается избирательно — в фьямме монтмориллонит и другие глинистые минералы, а в основной массе преобладает опал и морденит; 5) в игнимбритах фьямме плоское, отношение высоты к длине 1 : 10 и даже 1 : 50, а в псевдоигнимбритах 1 : 3, 1 : 4 и редко более; 6) в игнимбритах фьямме часто черное на светлом фоне основной массы, а в псевдоигнимбритах фьямме иногда белое в результате монтмориллонитизации пемзы. По вещественному составу игнимбриты и псевдоигнимбриты могут быть липаритовыми, дацитовыми и андезитовыми; по характеру обломков они разделяются на литокластические, витрокластические и смешанные. Многие игнимбриты переполнены обломками кристаллов.

По крупности материала среди спекшихся туфов и игнимбритов можно выделить шесть разновидности (размер фрагментов в мм).

| | |
|---|-----------|
| 1. Глибовый агглютинат или глибовый спекшийся туф | более 200 |
| 2. Агглютинат или спекшийся агломератовый туф | 50—200 |
| 3. Крупнопсефитовый (лапиллиевый) агглютинат, спекшийся туф или игнимбрит | 10—50 |
| 4. Мелкопсефитовый (крупнообломочный) спекшийся туф или игнимбрит | 2—10 |
| 5. Псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся туф или игнимбрит | 0,1—2 |
| 6. Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся туф или игнимбрит | менее 0,1 |

* Образование спекшихся туфов, близких к игнимбритам, наблюдалось в пирокластическом потоке вулкана Катмай в 1914 г. [136].

Агглютинаты, как правило, сложены грубообломочным материалом, мелкий материал обычно быстро охлаждается, так как, во-первых, у мелких обломков поверхность материала на единицу веса больше, чем у крупных, а во-вторых, мелкий материал дальше уносится от кратера и, следовательно, больше времени находится в воздухе.

Игнимбриты сложены обломочным материалом обычно от псаммитового до лапилливого, но иногда в них присутствует глыбовый материал, причем ювенильные глыбы пемзы также деформируются, образуя лепешкообразные тела, измеряемые первыми метрами. Просмотр шлифов в псаммитовых игнимбритах показал, что в них обычно находится некоторое количество алевритового материала, в значительной мере переплавленного. Присутствие мощных толщ алевритовых спекшихся туфов маловероятно, потому что тонкий материал обычно переносится по воздуху на значительное расстояние и вследствие этого быстро охлаждается. Извержение тонкого материала в виде раскаленного потока также маловероятно, так как в этом случае отложится недифференцированный материал, и он неминуемо будет содержать значительную примесь псаммитовых обломков. Образование небольшой мощности горизонта алевритового материала возможно только в том случае, если мелкий материал заключен между двумя агломератовыми потоками, в которых развиваются окислительные процессы, связанные с вторичным перегревом.

Суммируя изложенное о спекшихся туфах и игнимбритах, можно по текстурным и структурным признакам выделить типы агглютинатов и псевдоагглютинатов, представляющих собой разновидности спекшихся туфов (табл. 4).

Среди агглютинатов можно выделить четыре разновидности: 1) шлаковый агглютинат, состоящий из глыб шлака, не подвергнутого деформации; 2) глыбовый агглютинат, представленный не деформированными глыбами плотной и слабопенистой лавы; 3) бомбовый агглютинат, состоящий из фигурных бомб; 4) агглютинат, сложенный деформированными глыбами лавы во время падения. Они обычно имеют лепешкообразную форму и являются наиболее распространенными. Следует отметить, что бомбовые агглютинаты встречаются редко.

Псевдоагглютинаты могут быть сложены шлаком или глыбами слабопористой или плотной эффузивной породы. Следовательно, здесь выделяются шлаковые псевдоагглютинаты и глыбовые псевдоагглютинаты.

Среди спекшихся и сваренных пород кислого и основного состава, в зависимости от степени спекания, сваривания и деформации обломков, также можно выделить несколько разновидностей (табл. 5). 1) спекшиеся туфы, характеризующиеся спеканием обломков без деформации их; 2) игнимбриты

Таблица 4

Разновидности спекшихся туфов основного состава

| Исходный ювенильный материал | Типы спекшихся туфов основного состава | |
|---------------------------------|--|----------------------------|
| | агглютинаты | псевдоагглютинаты |
| Шлак | Шлаковые | Шлаковые псевдоагглютинаты |
| Глыбы | Глыбовые | Глыбовые псевдоагглютинаты |
| Бомбы | Бомбовые | |
| Деформированные глыбы (лепешки) | Агглютинаты | |

**Разновидности спекшихся и сваренных пород кислого
и среднего состава**

| Степень переработки материал | Типы литификации | |
|---|-----------------------|---------------------------|
| | Спекшиеся и сваренные | Гидротермально измененные |
| Не деформированные обломки | Спекшиеся туфы | Псевдоспекшийся туф |
| Деформированные обломки с различной обломочной структурой | Игнимбриды | Псевдоигнимбриды |
| Сплавленный обломочный материал | Игниспумиты | |

с образованием фьямме *; 3) игниспумиты, в которых обломки стекла полностью переплавились, образовав базис породы.

Псевдоигнимбриды, как правило, представлены полуразложившимся или полностью замещенным новообразованием с деформированным обломочным материалом. Не деформированный обломочный материал встречается редко. Такие породы можно назвать псевдоспекшимися туфами.

Уплотненные и сцементированные гидрокимически пирокластические породы (туфы). Туфы образуют наиболее разнообразную и сложную группу вулканокластических пород. Они определяются, как и другие вулканыты, вещественным составом, крупностью материала, агрегатным состоянием, характером и типом цементации, наличием примесей и в зависимости от условий образования текстурными и структурными признаками. Вещественный состав их от липаритового до меймечитового. Крупность материала не ограничивается размерностью и они варьируют от грубых агломератовых до пелитовых. По агрегатному состоянию могут быть литокластическими, витрокластическими и смешанными. По характеру и типу цементации они бывают уплотненными, практически без цемента, и сцементированными гидрокимически с незначительной примесью осадочного и чуждого материала. Тектурные и структурные особенности их весьма разнообразны, поскольку пирокластический материал может выпадать из воздуха, транспортироваться временными пирокластическими и грязевыми потоками, переносится ледниками и течениями рек и морей.

По крупности материала выделяется семь разновидностей туфов (размер фрагментов в мм).

| | |
|--|------------|
| 1. Глыбовый агломератовый туф | более 200 |
| 2. Агломератовый туф | 50—200 |
| 3. Крупнопесчистый (лапиллиевый) туф | 10—50 |
| 4. Мелкопесчистый (мелколапиллиевый) туф | 2—10 |
| 5. Псаммитовый (среднеобломочный) туф | 0,1—2 |
| 6. Алевритовый (мелкообломочный) туф | 0,01—0,1 |
| 7. Пелитовый (тонкообломочный) туф | менее 0,01 |

Грубообломочные разновидности туфов слагают вулканическую постройку и прилегающие к ней участки. В современных и молодых вулканических областях можно наблюдать, как мелкообломочный материал, благодаря неровной, крючковатой поверхности при давлении вышележащих пород, спрессовываясь, образует полурыхлую, но довольно устойчивую породу. В этом случае литификация образуется без цемента.

Цементация туфов происходит преимущественно за счет разложения мелких обломков стекла. При этом обычно образуется опалово-глинистая масса,

* Изредка встречаются игнимбриды без фьямме.

в которой глинистые минералы представлены монтмориллонитом, бейделлитом, ферригаллуазитом и другими водными алюмосиликатами. В основных породах присутствуют также карбонаты. Реже туфы цементируются хемогенным материалом, привносимым грунтовыми водами: опал или глинистый цемент базального типа иногда образуется вследствие выпадения пирокластического материала в водоем, где происходит накопление хемогенного или глинистого материала. Так, например, часто можно наблюдать пирокластику, погруженную в карбонатный, кремнистый, галоидный или глинистый цемент.

Во время извержений побочных прорывов вулканов Алаид в 1972 г., Тятя в 1973 г. (Курильские о-ва) и конусов Большого трещинного извержения в 1975—1976 гг. мной наблюдалась цементация грубообломочного материала возгонами фумарол, расположенных в верхних частях конусов. Новообразования представлены тридимитом, гематитом, магнетитом, сульфатами, галитом, нашатырем, хлоридами железа, гипсом, ангидритом, серой и др. Они относительно прочно цементируют обломочный материал, но галогениды и сульфаты довольно быстро подвергаются растворению и в древних толщах не сохраняются.

В пирокластическом потоке 1956 г. вулкана Безымянного и в пемзовых пирокластических потоках Кроноцкого залива в области развития вторичных фумарол наблюдалось разложение мелкого пеплового материала и превращение его в опал или кремнезем, цементирующий более крупные обломки. Температура фумарол пирокластического потока в 1956 г. вулкана Безымянного в течение пяти лет была 85—98°, редко до 350°. Главной составной частью газа большинства фумарол был водяной пар (90—98%). Сухой газ состоял главным образом из CO_2 и примеси CH_4 , H_2S и долей процента CO , H_2O , Cl и др. С глубиной интенсивность цементации уменьшалась [83].

При формировании диатомито-пирокластических толщ в породах с резким преобладанием пеплового материала и подчиненным панцирей диатомовых, как это можно наблюдать в районе с. Галенки к северу от г. Уссурийска, панцири диатомовых растворяются быстрее пепловых частиц, и переформировавшийся при этом опал цементирует пирокластику. Видимо, аналогичные условия происходили и в пеплово-радиоляриевых породах.

Таким образом, характер литификации пирокластических пород более разнообразен, чем осадочных. Они литифицируются: 1) без цемента благодаря крючковатости тонкой пирокластики; 2) вследствие разложения мелких обломков стекла; 3) привносом хемогенного или глинистого материала; 4) благодаря одновременному выпадению пирокластического и хемогенного или глинистого материала; 5) возгонами фумарол; 6) продуктами разложения пепла вторичными фумаролами; 7) разложением опаловой органики (диатомовых панцирей) и цементации опалов пеплового материала.

Как уже было отмечено выше, обломки, слагающие туфы, имеют размеры от пылевидных до крупных глыб. Грубообломочные разновидности туфов обычно слагают вулканическую постройку и ее подножие. Этот материал накапливается автохонным путем, временными, пирокластическими потоками, лахарами, ледниками, направленными взрывами и другими путями. Иногда грубообломочные породы отлагаются на значительном расстоянии от вулкана, куда они были перенесены длинными пирокластическими или грязевыми потоками на десятки километров.

Грубообломочные туфы в зависимости от условий образования имеют различные текстурные и структурные особенности.

Грубообломочные туфы автохтонного генезиса (литифицированная тефра) характеризуются отсутствием сортировки материала, обладают грубой слоистостью, зависящей от изменения силы взрывов. Обломочный материал не носит следов транспортировки. В туфах, образованных при извержениях гавайского и стромболианского типов, присутствует значительное количество фигурных бомб, а также весьма пористые (пенистые) шлаки с губчатой текстурой. Извержения вулканического типа порождают преимущественно глыбы угловатой формы, бомбы типа хлебной корки с шероховатой поверхностью, часто при нагромождении грубообломочного материала, не сопровождающегося пеплом. В туфах между глыбами сохраняются полости. Их можно

наблюдать во многих разрезах современных стратовулканов, например, в нижних горизонтах юго-западной части Шивелуча (Камчатка) или в плювиоценовых отложениях вулкана Сальского у г. Дальнереченска (Приморье) (рис. 34, а, б).

Коллювиально-пролювиальные отложения склонов вулканов обладают слоистостью, иногда грубой со слабой сортировкой материала в пределах слоев. Они содержат примесь глыб лавовых потоков, пустоты между глыбами отсутствуют, мелкообломочный материал в большом количестве vyplняет промежутки между глыбами при отсутствии глинистого.

В туфах, образованных пирокластическими потоками и раскаленными лавинами, слоистость отсутствует, обломки неодинаковы по размеру. Петрографический состав их сравнительно однородный. Крупные полупластичные глыбы окатываются, слабопористые — приобретают округлость в результате скалывания углов во время движения потока, а плотные раскалываются на угловатые глыбы (см. рис. 34, в).

Иногда наблюдаются участки спекшихся туфов, следы вторичных фуларов и покраснение тонкого пеплового материала в результате вторичного перегрева.

Туфы, образованные грязевыми потоками, возникшими в результате таяния снега во время извержения, очень напоминают отложения агломератового потока, но отличаются едва заметной грубой, почти горизонтальной слоистостью, прослеживающейся всего на несколько десятков метров, присутствием небольшого количества примеси обломков предыдущих извержений, относительно меньшим количеством грубого материала, большей уплотненностью тонкого обломочного материала и наличием перемятой (часто крученой) древесины в лесных областях.

Агломератовые туфы, отложенные холодными лахарами, возникшими в результате дождей на склоне вулкана, будут содержать небольшое количество материала более ранних извержений, а туфы, отложенные лахарами, которые возникли вследствие прорыва кратерных озер при спокойном состоянии вулкана, полностью состоят из разнообразных вулканических продуктов данного вулкана.

Грубообломочные отложения направленных взрывов характеризуются накоплением глыб прикратерной тefры, иногда слоистой, глыб лавовых потоков и эффузивов экзтрузий, при отсутствии сортировки в пределах горизонтов, которые достигают мощности в несколько десятков метров. При этом следует иметь в виду, что в неразрушенных блоках агломератовых туфов сохраняются все диагностические признаки прикратерных образований. Туфы, сформированные сейсмо-тектоническими обвалами, близки к отложениям направленных взрывов.

Грубообломочные туфы могут формироваться также за счет вулкано-кластического материала, перенесенного ледником. По наблюдениям за ледниками вулканов Шивелуч, Камень, Авача, Зимняя Сопка и др. можно заключить, что материал, слагающий туфы, отложенный этими ледниками, характеризуется обломками различного размера (см. рис. 34, г). В нем наряду с угловатыми и остроугольными обломками присутствуют полуокатанные и даже окатанные обломки. Многие из них расколоты по более или менее ровным плоскостям, пересекающим минералы. Обломки обладают различной текстурой (плотные, слабопористые, пористые пемзы) и принадлежат разным извержениям.

Фреатические извержения, несущие резургентный материал прикратерной части постройки и кратера, характеризуются отсутствием ювенильного материала. В зависимости от типа вулканической постройки материал может быть самым различным.

В туфах, сложенных преимущественно ювенильным материалом, обычно присутствуют глыбы резургентного и чуждого материала. Но вместе с тем и сам по себе ювенильный материал может обладать различной степенью кристаллизации с различными текстурами, что необходимо учитывать при его диагностике. В пирокластических потоках вулкана Безымянного некоторые глыбы обладают разной степенью раскристаллизации, будучи оторван-

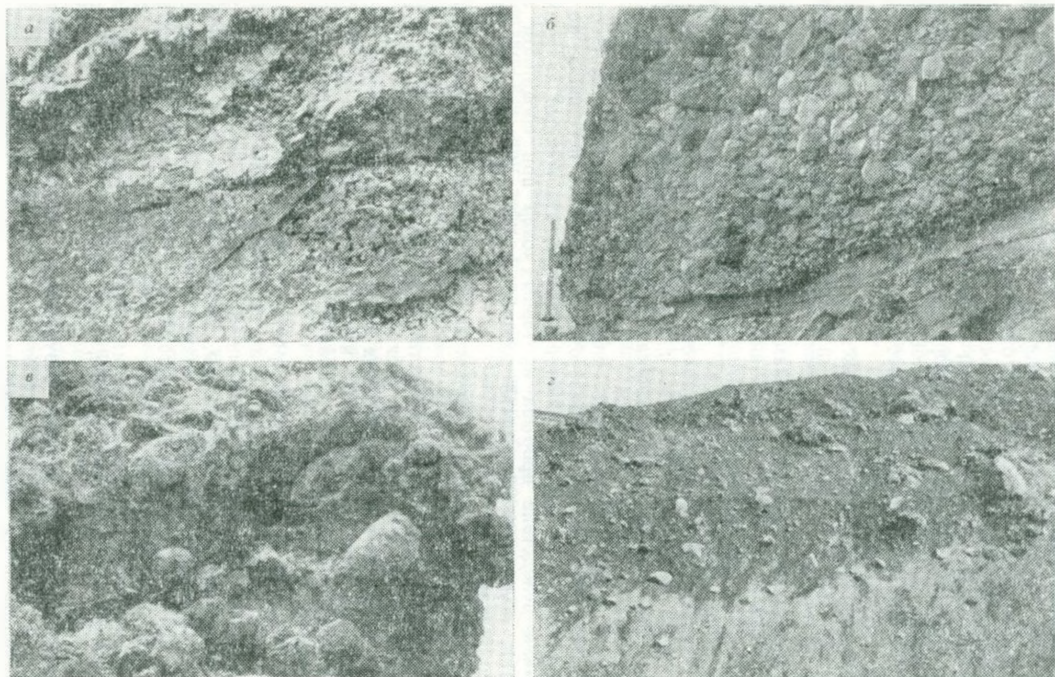


РИС. 34. Грубообломочные туфы:

а — глыбовый агломератовый туф с бомбами диаметром до 2 м, основание Сальского вулкана у г. Дальнереченска; *б* — литифицированная тефра вулкана Шивелуч; *в* — глыбовый агломератовый туф с округлыми бомбами диаметром 0,8—1 м у г. Южно-Курильска в агломератовом потоке; *г* — агломерат, слагающий вулканогенную морену на склоне Авачи

ными из различных частей растущего купола. Это наблюдалось и в отложениях раскаленных лавин Шивелуча извержения 1945—1948 гг. Некоторые глыбы могут отличаться текстурами, главным образом разной степенью флюидалности.

К грубообломочным вулканокластическим породам также следует отнести так называемые шаровые агломераты, поскольку они характеризуются пирокластической природой. Они формируются в подводных и наземных условиях. Формирование их в подводных условиях обусловлено извержениями, близкими к стромболианскому типу, а в наземных — в пирокластических потоках, подобных извержениям Авачи в 1926 и 1938 гг., Карымском в 1963 г., Ильинскому и др. Подводные агломераты изучались нами на о. Карагинском (Камчатка), где можно наблюдать подводный канал, заполненный андезито-базальтовой лавой, «сообщающейся» с перекрывающим его горизонтом, сложенным андезито-базальтовыми шарами и подушками размерами от 0,2 до 1,5 м в поперечнике. Аналогичные агломераты залегают в протоке оз. Ажабачьего. Шары и подушки представляют собой обособленные тела со сферическим расположением зон пористых участков и корки закалки. Поверхность их шероховатая и бугристая, иногда с заплатами. Трещины расположены радиально и концентрически.

Для подводных подушечных агломератов характерно большое количество мелкой пирокластики, залегание среди осадочных пород, иногда наличие слоистости, автометаморфизм подушек и мелкой пирокластики, кремнистые и карбонатные стяжения между подушками. Агломератовые потоки андезито-базальтового состава во время извержения вулкана Авача в 1938 г. и более ранних извержений давали полуластичный раскаленный грубообломочный материал, который издали казался извержением лав. Материал, слагающий такого типа агломератовые потоки, состоит из округлых глыб базальта, напоминающий вулканические бомбы (см. рис. 34, в). В отличие от вулканических бомб, получивших фигурное строение во время полета, пластичные глыбы раскаленных лавин автор предложил называть бомбоидами [88].

Для наземных подушечных агломератов в мощных потоках характерно сильное вторичное окисление, в наполнителе наличие кристаллов с первичными кристаллографическими формами, отсутствие слоистости, сферическое строение шаров при отсутствии системы радиальных трещин.

Песфитовые туфы развиты преимущественно в подножиях вулканов и в прилегающих к ним областях. Они, так же как и грубообломочные, состоят преимущественно из обломков пород, но наиболее мелкие песфитовые разновидности могут содержать примесь обломков стекла и кристаллов. Следует отметить, что извержения Южного прорыва БТТИ 1976 г. дали кристаллы плагноклаза диаметром до 3—4 см с первичной кристаллографической гранкой. Извержения верхнего кратера Плоского Толбачика в 1939—1941 гг. и ряд других центров извержения этого региона также характеризуются выбросом кристаллов. Однако кристаллы и их обломки размерами более 2 мм в поперечнике в мелкопесфитовых туфах встречаются редко. К обломкам стекла можно отнести дробленую пемзу и относительно мелкий материал, так как обломки пемзы и более крупные обломки стекла, в которых видна их текстура, следует рассматривать как обломки породы. Таким образом, песфитовые туфы будут преимущественно литокластические, но среди тонких разновидностей их можно выделить кристаллокластические, витрокластические и смешанные.

Обломочный материал песфитовых туфов порождается преимущественно стромболианскими, вулканскими и плиннианскими типами извержений. Поскольку они слагают пониженные части рельефа, в них чаще, чем в агломератовых туфах, встречается примесь терригенного материала.

Форма обломков здесь также может быть различной: фигурная и неправильная; по текстуре обломков они могут быть плотными, слабопористыми и шлаковыми. В отличие от грубообломочного туфа песфитовым туфам свойственно образовывать пласты, занимающие значительные площади, в особенности при стромболианских, вулканских и плиннианских извержениях,

когда грубый материал слагает конус, а тонкий пепловый уносится на значительные расстояния.

Псаммитовые, алевритовые и пелитовые туфы объединяются под общим названием пепловых туфов. Пепловые туфы развиты преимущественно в удаленных областях от центров извержения. Отдельные тонкие прослои алевритовых или пелитовых туфов могут быть удалены от вулкана на десятки или даже сотни километров. Однако в пределах самих вулканических построек и на их склонах обычны прослои или даже пласты пепловых туфов, что обуславливается ослабленной деятельностью вулкана.

Пепловые туфы порождаются всеми известными типами извержений, даже катмайскими, извергающими пирокластические потоки грубообломочного материала.

По агрегатному состоянию пепловые туфы разделяются на литокластические, состоящие из ювенильных обломков эффузивных пород, кристаллокластические, сложенные преимущественно обломками кристаллов, витрокластические, состоящие из обломков стекла, и смешанные. Следует отметить, что в пепловых туфах почти всегда присутствуют обломки стекла, кристаллов, а в псаммитовых — обломки пород, смешанными следует считать туфы только тогда, когда порода состоит из обломков разного агрегатного состояния примерно в равных количествах. Литокластические и часто витрокластические туфы встречаются часто, а кристаллокластические значительно реже. Псаммитовые туфы могут быть витрокластическими, кристаллокластическими, литокластическими и смешанными; алевритовые туфы — витрокластическими, кристаллокластическими и смешанными, пелитовые туфы — витрокластическими и смешанными.

Вещественный состав магмы влияет на агрегатное состояние. Кислые расплавы дают преимущественно витрокластические туфы среднего состава — преимущественно смешанные, а основные — литокластические. Однако грубообломочные туфы, независимо от состава, все литокластические.

Типы извержений также оказывают влияние на агрегатное состояние туфов. Направленные взрывы способствуют дифференциации обломочного материала по удельному весу. Вблизи вулкана иногда отлагается преимущественно кристаллокластический материал. Так, например, извержение Шивелуча в 1964 г. вблизи вулкана дало пепловый материал, на 60—70% состоящий из обломков кристаллов, в то время как на Командорских островах, расположенных в 300 км на юго-восток от вулкана, выпадал тонкий витрокластический пепел. При извержении вулкана Суфрира на о. Сант-Винсент в 1902 г. у подножия его псаммитовая фракция содержала 66% кристаллов, в то время как в значительном удалении пепел представлен обломками стекла. Прослои вулканических туфов, удаленные на первые сотни километров от центра извержения, надо полагать, образовались в результате катастрофических извержений типа направленных взрывов, плинианских или катмайских, когда наряду с пирокластическим потоком выбрасывается в атмосферу большое количество тонкой пирокластики. Таким образом, агрегатное состояние и крупность пирокластики может иногда указывать на типы извержения.

Форма обломочного материала также может говорить о типах извержений. Хорошо отпрепарированные кристаллы с первичной кристаллографической огранкой наблюдались мной в наполнителе пирокластических потоков вулканов Безымянного, Авачи, Шивелуча и др.

Дробленые кристаллы обычно свойственны вулканическим извержениям, когда дробится вязкий или твердый материал. Сrostки кристаллов с лавой свойственны вулканическим и стромболианским типам извержений.

При изучении кристаллов нужно иметь в виду, что они могут не соответствовать ювенильному материалу данного извержения и представлять собой примесь терригенного, резургентного и чуждого материала. Терригенный материал может отличаться составом кристаллов, например основностью плагиоклазов, составом полевых шпатов (щелочные и др.), запрещенностью микеральных ассоциаций, например в базальтовых туфах кварц, калишпаты, биотит и другие минералы. Кроме того, терригенный материал обычно подверг-

нут процессу разложения или окатывания. О примесях чуждого материала и резургентного будет сказано ниже.

Оплавленные и равные обломки стекла обычны для стромболианских извержений, а угловатые — для вулканских. Рагульчатые обломки стекла свойственны проявлениям кислой магмы. В настоящее время такие обломки — явление исключительно редкое (Жатмай, 1912 г.; Кракатау, 1883 г.). Современные извержения продуктов основного и среднего состава дают угловатые или равные обломки стекла (см. рис. 29). Волосовидные или каплевидные обломки стекла свойственны гавайским и близким к ним извержениям. Витрокластические туфы в зависимости от состава и крупности материала будут иметь различную форму обломков. Обломки стекла, как правило, отличаются более кислым составом, чем пирокластик, выпавшая вблизи центра извержения. Расхождение в содержании кремнезёма иногда составляет до 10%. Тем не менее по показателю преломления можно судить о составе горной породы.

В. Е. Трегер приводит следующие данные по вулканическим стеклам.

| Вулканическое стекло | Показатель преломления | Плотность, г/см ³ |
|-----------------------------|------------------------|------------------------------|
| Липаритовое | —1,492 (1,48—1,51) | 2,37 (2,33—2,41) |
| Пехштейн | —1,500 (1,492—1,606) | 2,34 (2,32—2,37) |
| Дацитовое | —1,511 (1,504—1,529) | 2,50 (2,45—2,55) |
| Трахитовое | —1,512 (1,488—1,527) | 2,45 (2,43—2,47) |
| Андезитовое | —1,512 (1,489—1,529) | 2,47 (2,40—2,57) |
| Лейцит-тефритовое | —1,550 (1,525—1,580) | 2,55 (2,52—2,58) |
| Базальтовое | —1,575 (1,506—1,612) | 2,77 (2,70—2,85) |

В стекле часто присутствуют обломки тонкорассеянных рудных минералов, обычно магнетита. Вследствие этого вулканические пеплы приобретают магнитные свойства. Кроме магнетита могут присутствовать и другие рудные минералы. Так, например, Дж. Б. Джекет [147] отмечает наличие золота в стекле пелитового витрокластического туфа из Гресси Галли (округ Пелуол, Новый Южный Уэльс).

Таким образом, для точного наименования туфа необходимо указать крупность слагающего его материала, агрегатное состояние обломков и их вещественный состав, например, псаммитовый кристаллокластический туф андезита, алевроитовый витрокластический туф липарита и т. п. Для грубообломочных туфов не обязательно указывать, что они литокластические, так как грубые туфы всегда будут состоять из обломков породы, и даже обломки стекла, если они крупные, являются также породой (обсидиан, перлит, витролипарит). Если туф затронут процессом разложения, то следует указать характер изменения: монтмориллонитизированный, окремненный или силицифированный и др.

Пирокластические породы с примесью чуждого материала. Примесь чуждого материала весьма распространена в вулканоластических породах, она весьма разнообразна по генезису, составу и по степени изменения, благодаря чему несет важную информацию. Ее можно разделить на три группы: 1) материал предыдущих извержений данного вулкана — резургентный; 2) материал фундамента вулкана (изверженные, осадочные и метаморфические горные породы); 3) материал из нижних горизонтов земной коры (эфлогитовые и перидотитовые горные породы). В дальнейшем этот материал может подразделяться более детально по — вещественному составу или происхождению (лавы, пемзы, и др.).

Все виды извержения не ювенильного материала проявлялись на вулканах Камчатки и Курильских островов. Они детально изучены, им посвящены специальные работы, а ксенолитам, в частности, был посвящен симпозиум [63].

В работе рассмотрены вулканоластические породы, содержащие до 50% примеси чуждого материала, т. е. те из них, которые можно считать вулканоластическими. Породы, содержащие чуждого материала более 50%, следует отнести к эруптивным брекчиям. Петрографические исследования пирокластических горных пород из многих вулканических областей показали, что чуждый материал входит в состав разнообразных вулканических образований любого возраста. Извержения вулканов фреатического, ультравулканического, кат-

майского и плинианского типов дают особенно большое количество обломочного материала пород фундамента вулкана и вулканических образований предыдущих извержений, слагающих его постройку. При первых взрывах образующиеся вулканы также выбрасывают большое количество чуждого материала, который может примешиваться к пирокластическому в самых различных количествах. Иногда эруптивная порода полностью сложена обломками пород фундамента вулкана.

Материал предыдущих извержений данного вулкана (резургентный) является как бы промежуточным между чуждым материалом, слагающим породы фундамента вулкана, и ювенильным. Вулканы нижних горизонтов полигенного вулкана обычно имеют отличный состав от последних извержений и тем самым он ближе к чуждому, в то время как материал предпоследних извержений, обычно слагающий кратерные пробки, весьма близок к материалу последующего извержения и здесь он приближается к ювенильному. Изучение нами чуждого и резургентного материала извержений Олимпийского прорыва Алаида 1972 г., прорывов Тяги 1973 г., БТТИ 1975—1976 гг. показали, что в одних случаях воронки взрыва дают обломочный материал только за счет дробления пород постройки вулкана (Аланд, Тяга), создавая вокруг воронки относительно мощные горизонты своеобразных пород; в других — чуждый материал, выбрасываемый вместе с ювенильным, отличается составом и степенью изменения. Так, например, во время извержения побочного кратера Рубежного вулкана Тяга в 1973 г. в первый этап извержения выбрасывались чуждые обломки преимущественно пород основного состава, вероятно, слагающие более древнюю ловцовскую свиту, а в конце извержения — обломки пород кислого состава более молодой Кунаширской свиты [87]. При этом степень изменения обломков, в особенности туфов кислого состава, была весьма различной — от почти не изменившихся кусков туфов до полного превращения в пемзу со множеством промежуточных изменений. Аналогичные пемзовые обломки измененных туфов наблюдались и в продуктах извержения Алаида. Во время Большого трещинного Толбачикского извержения наблюдалась разная степень изменения обломков пород фундамента песчанка и алевролита. Многие глыбы имеют округлую форму и покрыты тонкой пленкой базальта, создавая впечатлительные ювенильных бомб. Иногда в глыбах алевролита, в форме веретенообразной фигурной бомбы, поверхность слагалась пемзовидным тонкопористым материалом, который к центру переходил в слабоизмененный алевролит с блестками слюды.

Выброс тончайшего пепла во время заключительного этапа действия конуса I Толбачикского извержения при детальном изучении его в шлифах и илтихах показал, что в одних прослоях присутствует чуждый материал, представленный кварцем, марказитом и т. д., в других — плагиоклазами предыдущих излияний, относящихся к этому же циклу. Кроме того, отдельные прослойки давали чистый ювенильный материал.

Выделение пирокластических пород с примесью чуждого материала необходимо не только для статистического учета. Изучение их поможет установить центр извержения, тип извержения и до некоторой степени его режим, позволит судить о более древних горных породах, слагающих фундамент вулкана, и определить глубину залегания вулканического очага (как это сделано для Везувия). Иногда даже можно судить о полезных ископаемых, залегающих под вулканом. Особенно необходимо изучение чуждого материала для алмазных и гранатовых трубок взрыва.

В процессе переноса чуждого материала в канале вулкана и при выбросе он подвергается различной степени изменениям. При изучении базальтовых шлаковых вулканов Амурско-Уссурийской низменности автором отмечено наличие чуждого материала в туфах нижних горизонтов постройки вулкана. На Сальском вулкане, расположенном возле г. Дальнереченка, в мелкопсефитовом ксенотуфе, залегающем на палеозойском граните, присутствуют обломки гранита размером до 10 мм. Они имеют угловатую форму и красноватую окраску, вероятно, в результате обжига. Мелкие обломки гранита иногда включены в базальтовые ланитлы. Изредка в обломках базальта заключены отдельные зерна кварца или полевого шпата, в значительной мере

оплавленные. Степень температурного воздействия на обломки гранита различна: от слабого покраснения до переплавления в пемзу. Примесь обломков гранита достигает 20% и более. На Болольском вулкане, расположенном между Хабаровском и Комсомольском-на-Амуре, в мелкоксефитовом ксенотуфе, залегающем на сланце юрского возраста, присутствуют угловатые обломки глинистого сланца размером 3—5 см, имеющие с поверхности розовую корочку толщиной 1—2 мм. Под микроскопом обнаруживается, что обломки кварца и полевого шпата сланца корродированы. Примесь обломков сланцев достигает 20% [80]. В Закарпатье в ряде пунктов среди липарито-дацитовых туфов миоценового возраста наблюдаются обломки обожженного аргиллита в метаморфических сланцах размером до 20 см. Обломки имеют корку, окрашенную в розовый и красный цвет. Иногда чуждые обломки полностью сохраняют свои первичные формы. По данным Дегера и Эрвина, во время извержения вулкана Санта-Мария в Гватемале 22 февраля и 3 ноября 1929 г. выбрасывались куски поваренной соли размером до 10 см из соленосных толщ, слагающих фундамент вулкана.

В основании разрушенных вулканических построек на Сибирской платформе по р. Нижней Тунгуске, в нижних горизонтах прикратерной части находится большое количество чуждых обломков также с окисленными каймами [87]. В Узбекистане в районе Кур-Урминского хребта мной встречены псевдитовые ксенотуфы, переполненные обломками известняка.

Часто чуждый материал находится в породе не в виде обломков, которые легко диагностировать, а в виде отдельных минералов. Они могут быть изолированными или находится в обломках стекла. В этом случае посторонние включения полностью или частично растворены, вследствие чего стекло вокруг них приобретает окраску. Кварц и полевой шпат обычно оплавлены. При сильном изменении они становятся изотропными, причем трещинки в них сохраняются. В отдельных кристаллах также наблюдается оплавление, окисление до красно-бурого цвета или вспучивание поверхности. Следует отметить, что при слабых стромболнских извержениях пирокластический материал, поднимаясь над кратером, часто снова и неоднократно падает в кратер, подвергаясь вторичному перегреву. В 1976 г. на Южном прорыве Большого трещинного Толбачицкого извержения фенокристаллы плагноклаза диаметром 1—3 см после неоднократного падения в кратер оплавливались, а примазки базальта, так же как и шлак, вторично попадавший в кратер, приобретали красный цвет. Таким образом, и ювенильный пирокластический материал может приобретать облик резургентного. Первоначально он был назван псевдорезургентным, однако целесообразнее дать ему собственное имя — ретрокластика, от латинского слова *retro* — назад, поскольку он неоднократно возвращается в кратер. Ретрокластический материал обычно располагается в прикратерной части вулкана, в то время как резургентный может находиться в удалении.

Наиболее надежным диагностическим признаком наличия чуждых минералов является запрещенность парагенезисов: наличие кварца и слюды в базальтах, оливины и пироксена в липаритах и др. или минералов осадочного происхождения в ксенотуфах. Однако необходимо учитывать, что в вулканических породах, в отличие от интрузивных, могут быть встречены более сложные минералогические ассоциации.

В процессе кристаллизации расплава образуются плагноклазы вначале более кальциевые, затем более натровые, а пироксены вначале более магнезиальные, затем более железистые. Кроме того, в вулканах часто запрещенные парагенезисы: оливин и кварц, оливин и роговая обманка и др. Все это усложняет петрографический состав вулканокластических пород.

Так, например, в куполе вулкана Менделеева (Курильские о-ва) в даците присутствуют вкрапления оливины. В андезито-дацитах вулкана Карымского также присутствует оливин. Липариты Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье) содержат оливин. Поэтому при наличии запрещенных парагенезисов очень важно не делать поспешных, неправильных выводов о различных источниках исходного материала.

Чуждому материалу глубинного происхождения — ксенолитам посвящена специальная и обширная литература.

По трубкам взрыва Сибирской платформы, Африки, Австралии, Северной Америки, о. Калимантан и других регионов опубликовано много работ, дающих возможность судить о том, что чуждый материал может иметь различный состав и присутствовать в любых количествах; ювенильный материал обычно представлен ультраосновными щелочными породами. Количество обломков пород фундамента в трубках взрывов уменьшается от периферии к центру. Видимо, есть закономерности и в вертикальном распределении материала.

Обломки чуждого материала могут входить в состав как рыхлых вулканокластических пород, так и сцементированных гидрохимически, и особенно много их в спекшихся породах, созданных извержением катмайского типа с разрушением вулканической постройки.

Вулканокластические породы с чуждым материалом разделяются на рыхлые и литифицированные. Литифицированные в свою очередь разделяются на спекшиеся и уплотненные или сцементированные.

Рыхлые пирокластические породы. Рыхлые пирокластические породы с примесью чуждого материала развиты преимущественно в областях современного и новейшего вулканизма. Среди них по крупности материала выделяются следующие разновидности (размер фрагментов в мм)

| | |
|--|-----------|
| 1. Глыбовый ксеноагломерат | более 200 |
| 2. Ксеноагломерат | 50—200 |
| 3. Лапиллы с чуждым материалом | 2—50 |
| 4. Вулканический ксенопепел | менее 2 |

Литифицированные пирокластические породы. Эти породы разделяются на две группы: 1) спекшиеся и 2) уплотненные и сцементированные.

Спекшиеся породы с примесью чуждого материала развиты довольно широко*. В игнимбритах примесь чуждого материала в том или ином количестве отмечается почти повсеместно, что обусловлено катмайским типом извержения, порождающим пирокластические потоки. Чуждый материал в игнимбритах и спекшихся туфах, в особенности если он близкого состава с вмещающей породой, более изменен, чем в туфах, поскольку кроме обжига во время извержения накапливаются дополнительные изменения в период вторичного разогрева в пирокластических потоках. Иногда он переплавляется полностью. Однако чуждый не родственный материал, как, например, метаморфические сланцы, гнейсы, осадочные породы, диагностируется относительно легко. В таких туфах содержится особенно большое количество материала предыдущих извержений за счет разрушения вулканической постройки. В игнимбритах Кроноцкого залива, описанных выше, часто встречается разнообразный чуждый материал. В игнимбритах Армении (Макаршен-Гайдарлинское месторождение) содержится примесь обломков порфиритов и мергелистых известняков [128]. В агломератовом потоке вулкана Безымянного извержения 1956 г. встречается много обломков фундамента вулкана. На юге Камчатки, в районе пос. Озерная, игнимбиты дацита включают в большом количестве примесь обломков андезита, базальта и метаморфических пород. Можно привести множество примеров наличия чуждого материала в игнимбритах.

В спекшихся туфах и агглютинатах также часто наблюдается примесь чуждого материала. В особенности много его в прикратерных областях нижних вулканических построек, формирующихся в период расширения подводного канала.

Среди спекшихся ксенотуфов по крупности материала можно выделить шесть разновидностей (размер фрагментов в мм).

* Выделение ксеноигнимбитов до некоторой степени условно, поскольку в них часто присутствует чуждый материал, но в природе развиты также игнимбиты и спекшиеся туфы без примеси чуждого материала, поэтому возникает необходимость во введении терминов ксеноигнимбит и спекшийся ксенотуф.

| | |
|--|-----------|
| 1. Глибовый спекшийся агломератовый ксенотуф | более 200 |
| 2. Спекшийся агломератовый ксенотуф | 50—300 |
| 3. Крупнопсефитовый ксеоигнимбри, спекшийся ксенотуф | 10—50 |
| 4. Мелкопсефитовый ксеоигнимбри, спекшийся ксенотуф | 10—2 |
| 5. Псаммитовый (среднеобломочный) ксеоигнимбри, спекшийся ксенотуф | 0,1—2 |
| 6. Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся ксенотуф | 0,1 |

Уплотненные и сцементированные гидрхимически порокластические породы (ксенотуфы) по крупности материала разделяются так же, как и туфы, на семь разновидностей (размер фрагментов в мм).

| | |
|--|------------|
| 1. Крупный агломератовый ксенотуф | более 200 |
| 2. Агломератовый ксенотуф | 50—200 |
| 3. Псефитовый ксенотуф | 10—50 |
| 4. Мелкопсефитовый ксенотуф | 2—10 |
| 5. Псаммитовый (среднеобломочный) ксенотуф | 2—0,1 |
| 6. Алевритовый (мелкообломочный) ксенотуф | 0,1—0,01 |
| 7. Пелитовый (тонкообломочный) ксенотуф | менше 0,01 |

В грубообломочных ксенотуфах, так же как и в спекшихся, обломки пород и отдельных минералов, присутствующие в качестве примеси, несут следы температурных воздействий. Помимо этого чуждые обломки отличаются по ассоциации минералов и петрографически. Ксенолиты верхней мантии диагностируются относительно легко, но они обычно составляют весьма малые объемы.

Ювенильный минеральный состав ксенотуфов кимберлитовых трубок резко отличается от минерального состава трубок взрыва, развитых в вулканических областях. Для кимберлитовых трубок, описанных в многочисленных работах по Якутии, характерны ювенильные оливин, пироп, ильменит, флогопит и чуждые — диопсид, хромдиопсид, эгстатит, шпинель, амфиболы, циркон, полевые шпаты, апатит, кварц и др. В кимберлитах Чехословакии отмечаются пироп, ильменит, моноклинный пироксен, гроссуляр, хромшпинель, рутил, циркон, пирит, апатит, топаз, турмалин и др. В относительно не глубоких трубках взрыва Закарпатья присутствуют пирит, марказит, киноварь, битумы неорганического происхождения (кертесит, карпатит и др.); битумы неорганического происхождения в относительно не глубоких трубках взрыва, вероятно, соответствуют алмазам глубоких трубок взрыва.

Осадочно-вулканокластические породы (ортотуффиты)

Осадочно-вулканокластические породы или туффиты (ортотуффиты) состоят из вулканокластического материала с примесью осадочного до 50%, т. е. вулканокластический материал должен преобладать и тогда, естественно, порода будет относиться к взрывно-обломочным. При преобладании осадочного материала порода будет осадочной и входить в группу вулканогенно-осадочных.

Мощные толды в пределах эвгеосинклиналей, орогенов и платформ, которые прежде считались сложными нормально-осадочными породами, при детальном литологическом изучении показали значительное количество вулканического материала, часто преобладающего в породе, что коренным образом изменило представления о проявлении вулканической деятельности.

Осадочно-вулканокластические породы формируются в наземных и водных условиях. Примеси осадочного материала могут быть терригенного, органогенного и хемогенного генезиса. Терригенная примесь в вулканокластической породе может иметь различное происхождение: 1) эоловое; 2) лахаровое; 3) коллювиальное; 4) аллювиальное; 5) прибрежно-морское в результате перемешивания обломочного материала донными течениями и прибоєм; 6) сложное седиментационное при одновременном выпадении в водный бассейн пирокластики и терригенного материала; 7) эруптивное при подводных извержениях; 8) тектоническое при подвижках дна моря; 9) ледниковое; 10) флювиогляциальное и др. Органогенная примесь обычно представлена фитогенным материалом в виде растительного детрита или примеси панцирей диатомей. Хемогенная примесь весьма сложная. Она может быть представ-

лена кремнеземом, карбонатами, окислами железа, галондом серы и др. Прimesь эолового материала к вулканокластическому отмечалась неоднократно. Липаритовые пеплы штата Канзас залегают линзообразно в лёссе и под ним. Причем, вероятно, после отложения пеплов среди лёссового материала происходило перемешивание их, в результате чего образовались туффиты. Накопление пеплового материала и лёсса в Исландии происходит одновременно. В современных условиях на Камчатке и Курильских островах можно наблюдать перемешивание пеплов с почвенно-растительным слоем в различных порядках, образуя почвенно-пирокластический чехол.

Перемешивание терригенного и вулканического материала в грязевых потоках наблюдалось во многих вулканах, в частности во время извержения вулкана Безымянного в 1956 г., Авачинского в 1926 и 1938 гг. Грязевые потоки обычно движутся по пониженным частям рельефа — долинам, и аллювий поймы и деловой склонов частично перемешиваются с первичным ювенильным материалом. Кроме того, проходя по лесу или кустарнику грязевые потоки перемалывают и поглощают древесину, которая входит в состав примесей. Коллювиальные отложения склонов вулканов, тефрондные отложения сухих рек и почвенно-пирокластический материал подножий вулканов также захватываются грязевыми потоками. В период извержений реками выносятся большое количество пирокластики, которая, смешиваясь с терригенным аллювием, отлагается в дельтах рек. В период извержений, в особенности при катастрофических извержениях Шивелуча в поиме р. Камчатки, отлагаются туффиты.

Перемешивание пирокластического и терригенного материала в прибрежно-морских условиях происходит непрерывно во всех вулканических областях. При извержении Алаида в 1972 г. удалось наблюдать, как во время пеплопада и два месяца спустя в прибрежной части акватории шло перемешивание свежей базальтовой пирокластики с донными илами, в результате чего у берега полса воды шириной 150—200 м была окрашена в коричневый цвет. В результате извержения вулкана Тятя в 1973 г. между островами Кунашир и Шикотан на дне пролива отложился пепел (30 см у о. Кунашир, 5 см у о. Шикотан). В течение нескольких недель пепел был перемет, смешался с прибрежным илом и частично образовал тефроиды. Пепел конуса 1 Большого трещинного Толбачикского извержения относился в океан на 1000 км от центра извержения. Многие извержения камчатских и курильских вулканов рассеивают пепел в океане на 500—700 км, где он в разных пропорциях входит в состав орто- и паратуффитов.

В современных отложениях Тирренского моря выделяются два осадочно-вулканокластических слоя. Первый слой состоит из обломков пемзы, которая перемещалась в воде по дну моря в виде потока и впоследствии была измельчена волнами, при этом к ней примешивался терригенный материал. Второй слой, имеющий автохтонное происхождение и состоящий из тонких обломков вулканического стекла, включает тонкие (несколько миллиметров) прослои, обогащенные песчаными зёрнами эолового происхождения. К пепловому материалу примешивается и терригенный песчано-глинистый материал, приносимый мутьевыми потоками из области соседнего подводного поднятия [165].

При одновременном накоплении пирокластического и терригенного материала образуются сложные орто- и паратуффиты. Их можно наблюдать в террасах северной части о. Курильского на юге Камчатки, где псефитовый материал извержений вулкана Ильинского смешивался с терригенным материалом, приносимым реками. В озерах Камчатки — Курильском, Кроноцком, Ажабачьем и в Авачинской бухте в прибрежных условиях накапливается терригенный материал, к которому во время извержений примешивается пепловый материал, создающий вулканогенно-осадочные отложения.

Судя по разрезам древних толщ, такое смешение материала весьма распространено. Большое количество действующих подводных вулканов в процессе извержения взмучивают донные осадки, пришедшими в движение водными массами и перемешивают их со свежей пирокластикой. Так, например, по данным П. Г. Стро [172], при извержении вулкана Файал (Азорские острова), расположенного на дне моря на глубине 70 м, 29 и 30 сентября 1957 г.

фонтан песка, воды и пирокластического материала достигал высоты 300 м; извержение сопровождалось сильными движениями воды.

В результате тектонических движений образуются волны цунами высотой 10—20 м, которые, подходя к берегам островных вулканических дуг, перемещают придонные осадки. В результате цунами в 1952 г. в районе г. Северо-Курильска были перебиты прибрежные отложения вместе с фундаментами построек на глубину до 3 м.

На юге о. Кунашир можно наблюдать среди прибрежно-морских плиоценовых отложений туффиты, образовавшиеся в результате оползания склонов. Поскольку они сопровождаются типичными отложениями сейсмотектонических обвалов, надо полагать, что оползны связаны с тектоническими подвижками.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения многочисленных вулканов Камчатки Шивелуч, Зимина, Ключевской, Авача и многих других формируются в настоящее время, где можно наблюдать отложения сложных пород: ортотуффитов, паратуффитов, вулканотерригенных отложений, тефроидов и туфов.

В угленосных толщах присутствуют пласты туффитов с примесью растительного детрита. На юге Приморского края, в Посыетском районе, бурые угли содержат примесь пеплового материала (20—30% и более) и, выходя на поверхность, при выветривании приобретают желтовато-серый цвет, свойственный пепловым туфам. В Закарпатье среди бурых углей Ильинского месторождения встречаются прослои пемзы, обогащенные углистым веществом.

Диатомовая флора, сопутствующая проявлению кислого вулканизма, встречается в виде примеси в пепловых туфах. К северу от Владивостока в детально изученных плиоценовых отложениях, развитых во многих пунктах в липаритовых витрокластических пепловых туфах, панцири диатомей присутствуют в различных количествах от отдельных панцирей в туфе до диатомитов с незначительной примесью обломков стекла. Аналогичные отложения развиты во многих районах Приморского и Хабаровского краев, на Курильских островах, на Камчатке, в Закарпатье, Закавказье и других районах.

Среди пепловых туфов морских толщ часто присутствуют скопления раковин, спикул губок, микрофауны. Кремнистые сланцы, образование которых может быть связано с силификацией пеплового витрокластического материала, часто содержат скелеты радиолярий.

Примеси хомогенного материала весьма распространены и разнообразны. Хомогенная примесь карбонатного материала отмечается во многих районах. В восточной части Саяно-Алтайской складчатой области Г. И. Бровков [57] описывает известковые туффиты с примесью карбонатного материала более 10%. Там же встречаются туфонзвестняки, в которых кринокристаллический карбонатный базис содержит 35—50% обломков вулканического стекла «самой причудливой формы» размерами 0,1—0,5 мм. Причем стекло замещено цеолитами и альбитом. Аналогичные породы развиты в меловых карбонатных толщах Восточной Камчатки.

В современных морях кремнезем химическим путем не отлагается. Но, по данным Н. М. Страхова [118], в палеозое, вероятно, происходило отложение кремнезема хомогенным путем. Вместе с тем во многих кремнистых сланцах и яшмах Урала и других регионов отмечается наличие пирокластического материала в разных пропорциях, которые носят название: кремнистый туффит, туфояшма, туфосилицит и др. [41].

В бассейне р. Калуги, на Юго-Востоке Алтае, рудоносные отложения менее метаморфизированы. Это дало возможность А. С. Калугину описать железисто-пирокластические смешанные породы [57]. Железистые породы залегают ритмично и состоят из прослоев микрослонистого гематита с небольшой примесью пирокластике. Содержание окислов железа в пирокластике колеблется в широких пределах — от незначительной примеси в гематитовой массе до примеси гематита в пирокластике. Таким образом, здесь развиты железистые (гематитистые) туффиты и туффогематиты. Пирокластика представлена обломками тонкопористой пемзы, стеклом рагульчатой формы, оскольчатыми

обломками кварца и полевого шпата, листочками биотита. Стекло часто замешено кринозернистым или мелкозернистым агрегатом преимущественно слюды и кварца. Преобладающие размеры обломков 0,05 мм, реже 0,1 мм. Вмещающие породы игнимбритов туфы, лавы кислого и кислосщелочного состава.

Серные туффиты наиболее типичны для кратерно-озерных отложений. В кратерном озере вулкана Эбеко на о. Парамушир (Курильские о-ва) за период между пирокластическим извержением в 1935 г. и фреатическим в 1965 г. накопилась толща серных туффитов мощностью 14,5 м в прибрежной части озера и 4,5 м — в центральной.

Наряду с туффитами, содержащими 15—25% серы, здесь развита также туфосера с содержанием серы 75%. Пирокластическая часть представлена щелочным материалом соседних вулканов, а главное нелигифицированным пеплом, перемещенным со стенок кратерного озера. Крупность обломочного материала уменьшается от 3 до 0,25 мм от берега озера к центру, а крупность зерен серы увеличивается от 0,25 до 1 мм.

Следует отметить, что в кратерных озерах отлагаются также химические осадки сульфидов железа, алунит, гипс, опал, окислы железа и др. Все они дают туффиты и паратуффиты.

Во многих солеродных бассейнах в период накопления галондов примешивается пирокластический материал и формируются соляные паратуффиты, туфогалит, туфогипс и др. В Закарпатье отложение натровых солей в миоценовых молассах происходило одновременно с проявлением липарито-дацитового вулканизма. Поступавший материал отлагался одновременно с солью, образуя туффиты и вулканокласто-осадочные породы.

Диагностические признаки примесей к вулканокластическому материалу до сих пор не систематизированы. Терригенная примесь может отличаться характерными ассоциациями минералов. Однако при этом следует учитывать возможность накопления пирокластики разного состава. Уже отмечалось, что в 1956 г. во время извержения вулкана Безымянного было выброшено большое количество светло-серой пирокластики роговообманкового андезита на обширные площади, покрытые черной тефрой оливин-пироксенового базальта. Материал двух извержений перемешивался, образуя сложную вулканокластическую. Однако угловатая форма обломков пирокластики андезитового и базальтового состава, а также свежесть стекла и кристаллов указывали на ювенильность обломочного материала.

Терригенные обломки пород одного или близкого состава с ювенильным материалом будут отличаться степенью обработки (окатанностью), степенью разложения или текстурами (обломки лавы, экструзивов). Однако в большинстве случаев примешивается не родственный обломочный материал, легко диагностирующийся по составу, форме и степени выветрелости.

Кристаллокластический материал может отличаться несоответствием ассоциаций и окатанностью. При этом терригенный кварц может иметь мозаичное погасание, прожилки халцедона; полевые шпаты могут быть затронуты каолиннизацией или альбитизацией, обладать, степенью неупорядоченности кристаллической решетки и другими особенностями. Стекло редко бывает с терригенной примесью. Оно легко подвергается выветриванию и поэтому хорошо диагностируется. Глинистый материал, образующийся в туффитах, обычно представлен монтмориллонитом, бейделлитом, ферригаллуазитом, а терригенный — каолинитом, серицитом, хлоритом и др.

Органогенная примесь (панцири диатомей, радиолярии и спикулигубок) может быть принята за обломки стекла и пропущена. Панцири диатомовых водорослей отличаются скульптурными рисунками: ребристостью, сетчатостью, полосчатостью, иногда расходящейся радиально. В спикулах губок наблюдаются полости. Обломки фауны и флоры, замещенные опалом, отличаются от вулканического стекла по показателю преломления. Самый высокий показатель преломления опала — 1,46, а самый низкий стекла — 1,48.

Химические осадки легко отличимы по составу. Кроме равномерно рассеянной примеси, они часто образуют хорошо различимые тонкие прослои.

Цементация туффитов осуществляется так же, как и цементация туфов, но иногда в туффитах присутствует терригенная примесь глинистого материала, которая впоследствии превращается в цемент.

Осадочно-вулканокластические горные породы разделяются на рыхлые и литифицированные.

Рыхлые осадочно-вулканокластические породы. По крупности материала среди рыхлых осадочно-вулканокластических образований выделяются пять разновидностей (размер фрагментов в мм).

| | |
|--|-----------|
| 1. Глибовый туффитовый агломерат | более 200 |
| 2. Туффитовый агломерат | 50—200 |
| 3. Лапиллы с примесью осадочного материала | 50 |
| 4. Туффитовый песок | 0,1—2 |
| 5. Туффитовая пыль | менее 0,1 |

Рыхлые туффиты, как и пирокластические породы, различаются по вещественному составу и характеру обломков. В СССР в области современного вулканизма эти породы пользуются большим распространением, однако изучены они слабо.

Литифицированные осадочно-вулканокластические породы. Туффиты наряду с туфами являются наиболее распространенными вулканокластическими породами. В древних вулканогенных толщах, где породы подверглись метаморфизму, примесь осадочного материала часто трудно распознать.

По крупности материала среди туффитов выделяются семь разновидностей (размер фрагментов в мм):

| | |
|--|------------|
| 1. Глибовый агломератовый туффит | более 200 |
| 2. Агломератовый туффит | 50—200 |
| 3. Крупнопсефитовый (лапиллиевый) туффит | 10—50 |
| 4. Мелкопсефитовый (крупнообломочный) туффит | 2—10 |
| 5. Псаммитовый (среднеобломочный) туффит | 0,1—2 |
| 6. Алевритовый (мелкообломочный) туффит | 0,01—0,1 |
| 7. Пелитовый (тонкообломочный) туффит | менее 0,01 |

Псаммитовый, алевритовый и пелитовый туффит можно объединить в одну группу под общим названием «пепловый туффит». Туффиты так же, как и туфы, разделяются по вещественному составу и характеру обломков, но разделение это необходимо производить по пирокластическому материалу, а не по примеси. Если в туффите пирокластический материал представлен обломками вулканического стекла, а примесь — обломками кристаллов, то общий облик такой породы будет иметь смешанный вид (кристалловитрокластический). Однако породу следует называть витрокластическим туффитом, по основной пирокластической примеси.

Полное определение туффитов, так же как и туфов, должно включать крупность материала, вещественный состав и характер обломков. Например, псаммитовый литокластический туффит дацита или алевритовый витрокластический туффит липарита.

Вулканогенно-осадочные породы

Вулканогенно-осадочные горные породы относятся к классу осадочных, но они образованы из переработанных вулканитов или имеют примесь вулканокластического материала, вследствие чего представляют большой интерес при изучении вулканических формаций. Кроме того, они связаны постепенными переходами с эксплозивно-обломочными породами, ассоциируются с ними, поэтому их целесообразно рассматривать вместе. Вулканогенно-осадочные породы разделяются на три группы: 1) вулканокласто-осадочные породы, или паратуффиты; 2) тефroidные породы и 3) вулканотерригенные породы. Области максимального накопления вулканогенно-осадочных пород развиты в удаленной и промежуточной зонах вулканов и только кратерно-озерные и ледниковые породы располагаются вблизи центров извержения.

В этих породах осадочный материал преобладает, а вулканокластический является примесью, т. е. его менее 50%. Все, что сказано о туффитах, в которых вулканокластический материал преобладает в полной мере, соответствует и паратуффитам. Переходы обусловлены количеством примеси осадочного материала. Однако разные скорости накопления вулканокластического и осадочного материала обуславливают не только состав, но и особенности текстур, структур, мощности пластов, условия литификации и т. д. Кроме того, как правило, туффиты более удалены от центров извержения. Примесь вулканокластического материала может быть различной: пирокластической, лаво-кlastитовой, гналокlastитовой или смешанной. Возможно, в дальнейшем возникнет необходимость в более дробных делениях паратуффитов. В настоящее время эти особенности отмечаются при описании породы. Основная составляющая осадочная часть породы может быть терригенной, органогенной и хемогенной.

Терригенная часть породы образуется в почвенно-пирокластических чехлах, грязевых потоках, ледниковых и водно-ледниковых отложениях, кратерно-озерных, озерных, прибрежно-морских, морских и других. Органогенная составляющая часть породы также может иметь различное происхождение и быть представлена панцирями диатомей, раковинами, углистым веществом и пр. Хемогенные отложения с примесью вулканокластиков могут быть карбонатными, галогидными, фосфатными, железистыми, маргашцевыми и др.

В областях современного вулканизма можно наблюдать закономерности образования паратуффитов. Почвенно-пирокластический чехол, формирующийся в настоящее время на Камчатке и Курильских островах, состоит из чередующихся пепловых, туффовых и паратуффовых гравесово-пирокластических прослоев, в которых пепловый материал и органический, с примесью терригенного, колеблется в широких пределах. Причем глинистый материал в паратуффитах может образовываться за счет разложения мелкого пеплового материала или быть привнесенным. Алевритовый и псаммитовый, а также глинистый материал может быть привнесен временными потоками и золовым путем. Однако главные компоненты, составляющие почвенно-пирокластические чехлы, как правило, — пирокластика и органическое вещество. Грязевой поток вулкана Безымянного в 1956 г., пройдя 85 км, в нижней части захватил большое количество осадочного материала и отложил терригенные паратуффиты. Ледники, несущие на себе ледяной, проходя по склону вулкана, захватывают тефроидный материал и формируют паратуффиты. Кратерно-озерные отложения характеризуются быстрой изменчивостью: по простиранию и по мощности сменяются туфы, туффиты и паратуффиты. В различных водоемах, озерах, лагунах и прибрежно-морских условиях вблизи вулканов в периоды затухания вулканической деятельности и в условиях сильных течений терригенный материал преобладает над вулканокластическим.

На юге о. Кунашир (Курильские о-ва) в плиоценовых морских прибрежных отложениях мною были изучены толщи орто- и паратуффов, в которых пирокластический материал кислого состава перемешивался с терригенным и тефроидным материалом в различных пропорциях. Смешивание происходило в результате одновременного накопления различного материала в грязевых потоках, в перемываемых прибором грязевых и пирокластических потоках, оползневых отложениях и в отложениях сейсмо-тектонических обвалов [87].

Подводные извержения также обуславливают смешение осадочного терригенного материала и пирокластики. Это можно наблюдать в древних толщах и в современных осадках, например в районе Камчатско-Курильской дуги.

До извержения Безымянного в 1955—1956 гг. количество диатомей в оз. Ажабачьем на 1 л не превышало 10 тыс., а после извержения их количество достигло почти миллиона на 1 л. Входя в состав терригенного материала, панцири отмирающих диатомей формируют туфоидиомит. Детально изученные мной к северу от г. Владивостока плиоценовые отложения харак-

теризуются различным количественным соотношением лапаритового пепла и лапидарий. Месторождения бурых углей Камчатки, Приморского края и других вулканических областей содержат значительную примесь пепла и пемзы и образуют своеобразные вулканогенно-углистые отложения.

Хемогенные отложения с примесью пирокластичности формируются во многих солеродных бассейнах, где с солями ассоциируются пирокластические породы и пирокластичности примешиваются к соли в разных количествах. Весьма распространены карбонатные породы с примесью пирокластичности. Один из типов фосфорных отложений развит среди пирокластических пород, как, например, в Средней Азии, Польше и в других регионах [14].

Железистые паратуфиты известны во многих железорудных районах, более детально они описаны А. С. Калугиным [57] из девонских отложений Алтая. Здесь отмечены все переходы от железных руд с незначительной примесью пирокластичности до туфов с примесью железистых минералов.

Описываемые породы относятся к осадочным, для отдельных их видов используются термины, принятые для осадочных пород. Но так как в них содержится примесь пирокластического (туфового) материала, к наименованию породы прибавляется частица «туфо». Вулканокласто-осадочные породы делятся также на две группы: рыхлые и литифицированные. В каждой из групп вулканокласто-терригенных пород выделено шесть разновидностей (размер фрагментов в мм):

Рыхлые вулканокласто-осадочные породы

| | |
|---|------------|
| 1. Туфовалунги | более 200 |
| 2. Туфогалецник или туфощель (если глыбы осадочного материала не окатаны) | 10—200 |
| 3. Туфогравий | 2—10 |
| 4. Туфопесок | 0,1—2 |
| 5. Туфоалеврит | 0,01—0,1 |
| 6. Туфопелит | менее 0,01 |

Литифицированные вулканокласто-осадочные породы

| | |
|--|--------------|
| 1. Валунный туфоконгломерат, или глыбовая брекчия с туфовым материалом (если глыбы терригенного материала угловатые) | более 200 |
| 2. Туфоконгломерат, или брекчия с туфовыми материалами | от 10 до 200 |
| 3. Туфогравелит | 2—10 |
| 4. Туфопесчаник | 0,1—2 |
| 5. Туфоалевролит | 0,01—0,1 |
| 6. Туфоаргиллит | менее 0,01 |

Для паратуфитов, состоящих из органогенного или хемогенного материала с примесью вулканокластического, применяются соответствующие термины. Например: туфонзестияк, туфодиацит, туфосилицит, туфогалит и т. д. Причем деление по крупности целесообразнее отмечать по размерности вулканокластичности, если примесь и ювенильный материал разной крупности.

В паратуфитах диагностика вулканокластического материала иногда представляет большие трудности. Прежде она отмечалась редко, часто пропускается и теперь, и поскольку диагностика представляет большие трудности, следует на этом остановиться подробнее.

В грубообломочных вулканокласто-осадочных горных породах примесь пирокластического материала, выполняющего промежутки между глыбами, часто содержит осадочный материал. Ювенильные глыбы отличаются от грубого терригенного материала петрографическим составом, свежестью обломков, отсутствием окатанности или текстурой. Пепловый материал в грубообломочных породах иногда составляет значительную часть и по существу имеет состав туфа или туффита. В этом случае пирокластический материал диагностируется легко, так как в нем часто содержится обломки стекла, свежие кристаллы и обломки лавы.

В тонкообломочных породах при небольшом количестве пирокластического материала распознать его можно только под микроскопом. Наиболее легко определяются обломки стекла и лавы. Обломки эффузивных пород пирокластического происхождения выглядят более свежими, чем обломки, образовавшиеся в результате разрушения эффузивных и вулканокластических по-

род. Состав обломков также может указывать на их происхождение. В подавляющем большинстве случаев в каждой толще (порode) присутствует пирокластический материал какого-либо одного состава. Так, если в данной толще пирокластический материал имеет линартовый состав, то обломки андезита или базальта, вероятнее всего, относятся к терригенной примеси. Однако следует иметь в виду, как указано выше, что иногда происходит смешение пирокластического материала разного состава. Обломки стекла обычно имеют своеобразные формы — остроугольные, волосовидные, каплеобразные, характерные для пирокластического материала, и поэтому легко диагностируются в вулканогенно-осадочных породах, даже если они подверглись изменениям.

Кристаллы и их обломки пирокластического происхождения, входя в состав паратуфитов, обычно отличаются большей свежестью и более правильными кристаллографическими формами по сравнению с терригенными. Неупорядоченность структуры плагиоклазов в пирокластических породах имеет исключительно важное значение. Так, например, кристаллокластические туфы, залегающие среди миоценовых моласс Предкарпатья, принимались за аркозовые песчаники, образованные за счет разрушения гранитов. Детальное изучение упорядоченности структур плагиоклазов показало их пирокластическую природу. При дроблении лавы (расплава) во время взрыва и в пирокластических потоках раскалывание идет по контакту стекла с кристаллами, поэтому часто встречаются кристаллы с первичными кристаллографическими формами. Такие кристаллы отличаются от терригенных из интрузивных пород и по составу: плагиоклазы обладают зональностью и содержат включения стекла, в кварце включения стекла встречаются реже, цветные минералы имеют опачитовые каемки, слюда часто деформирована (изогнута). Следует отметить, что для пирокластического материала характерны ассоциации минералов, которые не наблюдаются в интрузивных породах. Так, с основным плагиоклазом может ассоциировать кварц, с оливинком — роговая обманка, а иногда и биотит. В общей массе выветрелых минералов вулканокласто-осадочной породы наличие свежих плагиоклазов даже разного состава, или цветных минералов аномальной ассоциации, позволяет отнести их к пирокластической примеси.

Тефроидные породы (тефроиды)

Первоначально к тефроидам относились породы, образованные только за счет окатанной и отсортированной тефры. Впоследствии к тефроидам стали относить любой литифицированный окатанный и отсортированный вулканический материал: глыбовый материал лавовых потоков, обломочный материал пирокластических потоков и другие продукты извержений. Еще в начале 60-х годов тефроидный материал принимался за вулканотерригенный. Проведенные мной исследования на Камчатке и Курильских островах позволили констатировать не только синхронность тефроидного материала с вулканизмом, но и показать огромное его распространение, часто преобладание над вулканотерригенным [82]. Однако название этим образованиям было дано Г. С. Дзюценидзе [41]. Таким образом, главное отличие тефроидов от вулканотерригенных пород — синхронность вулканизму.

Наиболее типичные примеры образования тефроидов за счет пирокластики наблюдались в период извержения Алаида (Такетомни) в 1933—1934 гг. Извержение побочного Олимпийского прорыва Алаида в 1972 г. в течение 1 месяца дало 100 млн. м³ пирокластики, которая частично выпала на берегу Охотского моря, образовав пласт мощностью 5 м вблизи конуса, постепенно утончающийся по мере удаления. Через два месяца после начала извержения в прибрежной части образовался сложный горизонт рыхлого тефроида мощностью 1—3 м, состоящий из прослоев (0,1—0,3 м) разной крупности (рис. 35, а).

В аналогичных условиях после извержения вулкана Тятя в 1973 г. через 1 месяц на берегу о. Кунашир, где отложился пепел, образовался пласт тефроида мощностью 1—1,2 м, состоящий из прослоев мощностью 10—15 см, от-

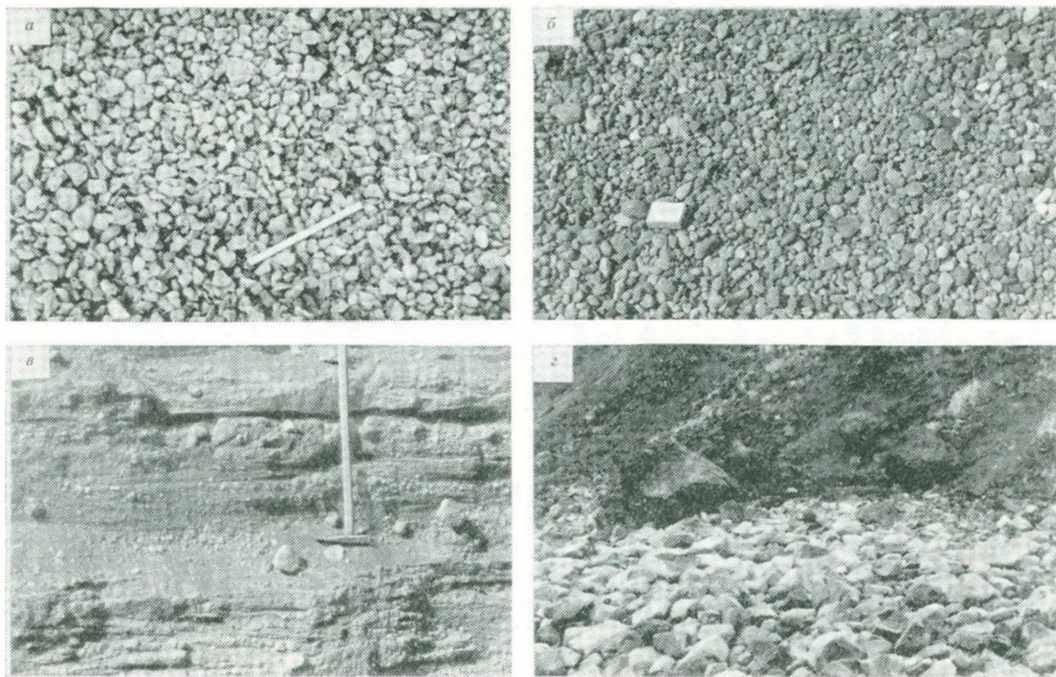


РИС. 35. Тейфронды:

а — полуокатанный тейфрондный пирокластический гравий у Олимпийского прорыва вулкана Алайд, образовавшийся через 2 месяца после извержения; *б* — тейфрондный гравий конуса Такетоми; *в* — сезонное формирование вулканокластического тейфроида в ручьях соммы Лвачи; *г* — лавокластивый (сезонный) полуокатанный тейфронд в заливах лавового потока Такетоми вулкана Алайд

личающихся крупностью материала. В описанных выше тефроидах пирокластический материал отсортирован по крупности и окатан, обломки имеют полуугловатую и полуокатанную форму, иногда наблюдаются хорошо окатанные фрагменты. Размерность рыхлого тефроида гравийная и псаммитовая, алевритовый материал присутствует в ничтожном количестве, а пединтовый — полностью вымыт. По простиранию прослои прослеживаются на 10—15 м.

Весьма интересные тефроиды образуются в результате разрушения шлакового конуса Такетоми. За 40 лет от конуса осталась $\frac{1}{3}$ часть рыхлого материала. Разрушенный материал образовал горизонт тефроида мощностью 20—70 м по простиранию, 2 км вдоль берега и до 800 м отложилось в акватории (рис. 36).

Тефроиды представлены главным образом гравийными и в меньшей мере песчаными разновидностями. Форма гравелин от полуугловатой до хорошо окатанной, с преобладанием полуокатанного и окатанного гравия (по классификации А. В. Хабакова). Степень окатанности тефроидов примерно одинаковая как по мощности, так и по площади развития (см. рис. 35, б). Окатывание тефроидов происходит в течение года. За этот период разрушающийся материал во время зимних штормов полностью перерабатывается и отлагается в виде нового слоя.

Пирокластические тефроиды образуются также в наземных платформенных условиях. Изучение тефроидов Сибирской платформы на р. Нижней Туругуске и в пределах Вольно-Подольского региона показало, что по периферии вулканических построек обломочный материал растаскивается, сортируется и окатывается с образованием хорошо окатанного отсортированного и затем прочно сцементированного, преимущественно псаммитового материала.

В подводных условиях также отмечено образование пирокластических тефроидов по периферии подводных вулканов мел-палеогенового возраста в ряде пунктов Восточной Камчатки. Здесь наблюдается переслаивание тефроидов псаммитовой и алевритовой размерности с образованием своеобразных флишеподобных отложений.

Значительным развитием пользуются вулканокластические тефроиды. Они изучались мной по периферии стратовулканов Ключевского и Авачинского (см. рис. 35, в). На склонах этих вулканов залегает различный вулканокластический материал: ледниковые отложения, отложения грязевых и пирокластических потоков, глыбовый материал лавовых потоков, пирокластика и другие генетические типы вулканитов. По склонам вулканов и в области развития сухих речек наблюдается постоянное движение обломочного материала к подножию, в особенности в вегетативный период. Этот разнообразный материал сортируется по крупности, окатывается и формирует хорошо выдер-

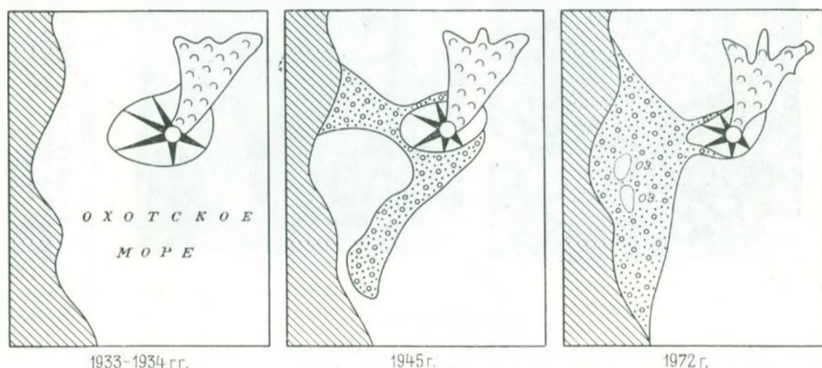


РИС. 36. Формирование толщи тефроидов за 40 лет вулкана Аланд

жанные прослои. Возраст молодых вулканов Авача, и Ключевского определяется 10 тыс. лет, за это время по периферии вулканов сформировались толщи тефроидов мощностью около 100 м и в виде шлейфа шириной 10—15 км.

Лавокластитовые тефроиды также образуются в весьма короткие сроки. Излияние сложного лавового потока в Охотском море во время Олимпийского прорыва Алаида, благодаря расширению его в море, создало в прибрежной части заливы остроугольной формы. В течение двух лет глыбовый материал по периферии лавовых потоков, где образовались бортовые валы, был окатан иногда до шаров и эллипсоидов. Остроугольные заливы оказались заполненными хорошо окатанным валунным материалом, переместив береговую линию на 20—40 м в глубь акватории (см. рис. 35, 2 и 37).

Лавовый поток шлакового конуса Такетоми также спустился в море. В пределах потока образовался ряд бухтообразных углублений. В настоящее время здесь наблюдаются скопления хорошо окатанных глыбовых тефроидов. По берегам Курильских островов во многих местах, где глыбовые лавовые потоки спускаются к морю, образовались отложения лавовых тефроидов.

Прежде тефроиды не выделялись из группы вулканотерригенных пород, поскольку не было данных о скоростях образования тефроидов, и считалось, что они не синхронны проявлению вулканизма и формируются после прекращения вулканической деятельности за счет литифицированных вулканитов. Вместе с тем выделение тефроидов и отличие их от вулканотерригенных пород имеет большое значение для решения вопросов истории вулканизма. В настоящее время во всех детально изученных формациях Дальнего Востока, Сибири, Урала, Средней Азии, Кавказа и других вулканических областей установлено широкое развитие тефроидов. В возрастном отношении они развиты от докембрия и формируются в наше время.

Тефроиды относятся к вулканогенно-осадочным породам, поэтому их текстуры и структуры более близки к осадочным. Текстуры тефроидов преимущественно слоистые, причем слоистость может быть тонкой, от сантиметра, и грубой, измеряемой метрами. В наземных и озерных условиях преобладает субпараллельная слоистость, в прибрежных отложениях — косая. В подводных условиях образуется ритмичная слоистость. В пределах мощных слоев текстура тефроидов массивная, плотная. Разнообразные слоистости и другие текстурные особенности развиваются по законам, установленным для осадочных пород, и подробно рассмотрены Л. Н. Ботвинкиной [12], однако большие скорости образования тефроидов создают обычно более грубую слоистость. Структура чаще равномерно-зернистая, реже порфировая. Последняя, как правило, формируется в вулканокластических тефроидах. Для пирокластических тефроидов характерна витрофировая структура зерен основной массы. В вулканокластических тефроидах также значительное количество зерен с витрсфировой структурой. Это обусловлено мгновенным охлаждением пеплов в процессе извержения и является одним из отличительных признаков их от

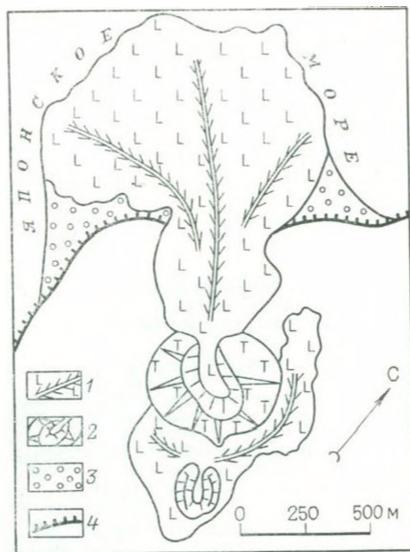


РИС. 37. Заполнение заливов лавовым тефроидом в течение одного года:

1 — лавовые потоки; 2 — шлаковые конусы; 3 — лавокластитовые тефроиды; 4 — первичная линия берега

вулканотерригенных пород. Цемент тефрондов образуется за счет разложения мелкого леплового материала и обычно представлен водными алюмосиликатами (монтмориллонит, бейделлит и др.) с большим количеством ошала, благодаря чему образуются прочные цементы. Для тефрондов характерно отсутствие глинистых прослоев. В вулканотерригенных породах, наоборот, присутствует большое количество глинистого материала.

По крупности материала среди рыхлых и литифицированных тефрондов выделяются шесть градаций (размер фрагментов в мм).

Рыхлые тефрондные породы

| | |
|--|------------|
| 1. Валуны (глыбы) тефрондные | более 200 |
| 2. Агломерат тефрондный | 10—200 |
| 3. Гравий тефрондный | 2—10 |
| 4. Песок тефрондный | 0,1—2 |
| 5. Алевроит тефрондный | 0,01—0,1 |
| 6. Пелит тефрондный (?) | менше 0,01 |

Литифицированные тефрондные породы

| | |
|---|------------|
| 1. Валуный (глыбовый) тефронд | более 200 |
| 2. Конгломератовый тефронд | 10—200 |
| 3. Гравийный тефронд | 2—10 |
| 4. Псаммитовый тефронд | 0,1—2 |
| 5. Алевроитовый тефронд | 0,01—0,1 |
| 6. Пелитовый тефронд (?) | менше 0,01 |

Рыхлые пирокласто-тефрондные породы (с примесью пирокластического материала до 50%) будут соответственно именоваться: галечник пирокласто-тефрондный, гравий пирокласто-тефрондный, песок пирокласто-тефрондный и т. д., а литифицированные — конгломерат пирокласто-тефрондный, гравелит пирокласто-тефрондный и т. п. Терригенно-тефрондные породы (с примесью терригенного материала до 50%) называются: галечник терригенно-тефрондный, гравий терригенно-тефрондный, песок терригенно-тефрондный и т. д. Соответственно литифицированные будут называться: конгломерат терригенно-тефрондный, гравелит терригенно-тефрондный, песчанник терригенно-тефрондный и т. д. (см. табл. 2).

Пелитовые тефронды включены условно, поскольку обломочный материал размером менше 0,01 очень редко подвергается заметной обработке.

Вулканотерригенные породы

Вулканотерригенные породы отличаются от тефрондов литологически и генетически. Они не синхронны проявлению вулканизма и образуются за счет литифицированных вулканитов. Вулканические постройки, в особенности стратовулканы, очень быстро подвергаются разрушению. С прекращением извержений, пока не литифицируются вулканиты, некоторое время продолжается формирование тефрондов, но после литификации начинается образование вулканотерригенных пород, поэтому в разрезах вулканотерригенные породы, как правило, перекрывают тефронды. В количественном отношении вулканотерригенные породы уступают тефрондам, их толщину более разнообразны, отличаются крупностью материала, пестротой литологического состава и наличием глинистого материала. Тефронды и вулканотерригенные породы формируются в наземных и подводных условиях, но источником материала для вулканотерригенных пород, как правило, служат только наземные вулканические сооружения.

С прекращением вулканической деятельности в вулканических областях начинается интенсивное разрушение вулканических построек. В идеальном случае при нивелировке рельефа в плане можно наблюдать вокруг неков прикратерные фации вулканитов, а затем идут фации промежуточной и удаленной зон, а далее вулканотерригенные породы, образовавшиеся за счет разрушения верхних частей вулканов. В разрезе по периферии вулканов в основании будут залегать вулканиты удаленной зоны, выше тефронды и еще выше вулканотерригенные породы. Наиболее хорошо это видно на Сибирской платформе в области развития пермотриасовых отложений, где в южной части

были развиты рассредоточенные относительно небольшие (0,5–1,5 км) одиночные вулканы и группы их. В настоящее время здесь развита стратифицированная толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород мощностью 300–400 м.

Более сложное отложение вулканитов происходит в областях вулканических дуг. Здесь периодические извержения дают пирокластику, которая частично перерабатывается в тейфронды, непрерывно происходит разрушение прибрежных литифицированных вулканитов и образование вулканотерригенных пород. У берегов, сложенных лавами, также идет слабое накопление вулканотерригенного материала. Однако там, где берега сложены слабосцементирован-

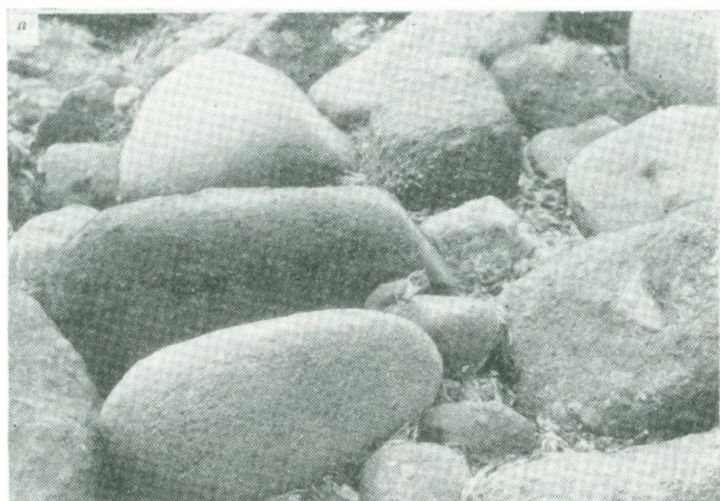


РИС. 38. Вулканотерригенные породы:

а — валуны вулканотерригенные на о. Карагинском; *б* — формирование галечника вулканотерригенного из вулканитов разного состава, подножие вулкана Авача

ванним пемзовидным материалом, как на южном берегу о. Итуруп, происходит весьма интенсивное разрушение коренного берега от 1 до 4 м в год и отложение вулканотерригенного материала в береговой зоне [103].

Таким образом в области островных дуг, где крайне ограничено поступление терригенного материала, выносимого реками, идет накопление прибрежных толщ за счет пепла, тефроидов и вулканотерригенного материала при резком преобладании последнего. Следовательно, в пределах островных дуг толщи вулканотерригенного материала будут синхронны извержениям, но в этом случае в них будут залегать прослои пирокластических пород и тефроидов.

Крупнообломочные вулканотерригенные породы обычно сложены глыбами лавы из разрушающихся лавовых потоков. Мелкообломочные вулканотерригенные породы обычно формируются за счет туфов. Причем, какими бы мелкими обломками не были они сложены, всегда можно находить фрагменты туфов, что является наиболее важным диагностическим признаком для отличия вулканотерригенной породы от тефроида.

На восточном берегу о. Карагинского (Камчатка) в прибрежной зоне залегают вулканотерригенные валуны. На рис. 38, а хорошо видно, что среди валунов эффузивных пород (базальтов), обладающих гладкой поверхностью, находятся туфовые валуны со слабобугристой поверхностью. Такого типа валунный и галечный материал различной крупности можно наблюдать на побережье Камчатки и Курильских островов во множестве пунктов.

Вторым наиболее важным диагностическим признаком является различный состав обломочного материала. Обломки лав будут отличаться если не составом, то текстурными и структурными признаками, так же как и обломки туфов (см. рис. 38, б).

Иногда вулканотерригенные породы в основной массе состоят из валунов, лав различного состава и текстур и небольшого количества туфов. Крупность вулканотерригенного материала в области островных дуг различна: от тонкого пелитового и алевритового материала до крупных глыб диаметром более 1 м в поперечнике.

По крупности материала рыхлые и литифицированные вулканотерригенные породы разделяются на шесть разновидностей в каждой подгруппе (размер фрагментов в мм).

Рыхлые вулканотерригенные породы

| | |
|--|------------|
| 1. Валуны и глыбы вулканотерригенные | более 200 |
| 2. Галечник вулканотерригенный | 10—200 |
| 3. Гравий вулканотерригенный | 2—10 |
| 4. Песок вулканотерригенный | 0,1—2 |
| 5. Алеврит вулканотерригенный | 0,01—0,1 |
| 6. Пелит вулканотерригенный | менее 0,01 |

Литифицированные вулканотерригенные породы

| | |
|---|------------|
| 1. Валунный (глыбовый) вулканотерригенный конгломерат (брекчия) | более 200 |
| 2. Конгломерат вулканотерригенный | 10—200 |
| 3. Гравелит вулканотерригенный | 2—10 |
| 4. Песчаник вулканотерригенный | 0,1—2 |
| 5. Алеврит вулканотерригенный | 0,01—0,1 |
| 6. Аргиллит вулканотерригенный | менее 0,01 |

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ

Вулканы были описаны как горные породы, но их можно рассматривать и как геологические тела с характеристикой условий образования, форм, размеров, распределения в них текстурных и структурных особенностей. Для вулканогенно-обломочных пород принято выделение генетических типов, лавовые потоки и купола также неоднократно классифицировались по генетическим критериям, поэтому есть все основания выделять генетические типы лав.

Вначале рассмотрены лавовые потоки, затем купола и вулканогенно-обломочные породы. Несколько условно выделены кластолавы, они формируются в лавовых потоках и в куполах. Важное значение кластолав при диагностике вулканитов вызывает необходимость дать им общую характеристику.

Мощные толщи вулканитов образуют вулканические формации, состоящие из серии близких генетических типов вулканитов, сформировавшихся в родственных фациальных условиях.

Понятие генетических типов и фаций для магматических, осадочных и метаморфических пород дискутировалось во многих специальных работах последние три десятилетия. Генетическим типам и фациям вулканогенно-обломочных пород большое внимание уделяли Л. Н. Ботвинкина [13] и автор [79, 83, 87]. В этих работах даны наиболее полные характеристики этих терминов, их отношение к различным классам горных пород, история возникновения и приведена наиболее важная литература по этому вопросу.

Вулканическая фация представляет собой определенный объем вулканического материала или горной породы (образующей геологическое тело) со свойственными им петрографическими признаками, обусловленными типом извержения, вещественным составом исходного материала, тектоническими, физико-химическими условиями образования осадка или горной породы.

Генетический тип вулканитов определяется генезисом, условиями залегания, морфологией тела, текстурой, структурой, химическим составом и петрографо-литологическими особенностями. Как видно из приведенных характеристик, термины генетический тип и фация имеют разные формулировки и в них вложены различные понятия, хотя и близкие, поскольку некоторые определяющие их факторы являются общими для двух терминов.

Вулканические фации и генетические типы вулканитов при формировании сложных комплексов могут группироваться в серию фаций или генетических типов, и наоборот, делиться на подфации и части генетических типов.

Как вытекает из определений обсуждаемых понятий, они могут характеризовать определенные типы вулканизма, формации и даже отдельные вулканические постройки или части их. Так, например, игнимбриты могут быть свойственны только орогенному типу вулканизма, так же как и отложения направленных взрывов и «палящих туч». Вместе с тем многие генетические типы вулканитов свойственны различным типам вулканизма, но характерны для определенных частей вулканических построек: агглютинаты и спешисие туфы — для наземных вулканитов прикратерных зон орогенного, платформенного, посторогенного типов вулканизма. Тефронды и туффиты характерны для удаленных и реже промежуточных зон вулканов геосинклинального, орогенного и платформенного типов вулканизма. Подушечные лавы встречаются среди образований океанского, геосинклинального, орогенного и платформенного вулканизма; однако фациальные условия накладывают на них определенные текстурные и структурные особенности. Для разных типов вулканов: моногенных, полигенных, щитовых стратовулканов — свойствен свой набор генетических типов вулканитов, закономерно распределенных в пределах построек [87, 88].

Вместе с тем есть множество генетических типов вулканитов, свойственных многим типам вулканизма и многим вулканическим постройкам, но характеризующим определенные типы извержений.

В данной работе дается краткая характеристика генетических типов вулканитов, наиболее распространенных в отложениях различных типов вулканизма и характерных для многих типов вулканических построек, но отличающихся условиями образования.

ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ И ПОКРОВЫ

Лавовые потоки — это плоские тела эффузивных пород, сформировавшиеся обычно в результате одной фазы извержения (одноактные), чаще имеющие вытянутую лентообразную форму и относительно небольшую мощность. Лавовые покровы — это лавовые образования двух типов: 1) моногенные, представляющие собой одноактные излияния, покрывающие большую площадь, обычно изометричной формы в плане и значительной мощности и 2) полигенные, состоящие из серии одноактных лавовых излияний, сформированных в лавовую толщу значительной мощности и относительно большой площади.

Разнообразие лавовых потоков определяется составом магмы и ее газонасыщенности, что обуславливает ту или иную ее вязкость, а также внешними условиями, в которые попадает расплав на поверхности: наземная, подводная, подледная среда, влажность почвы, крутизна склона, пересеченность рельефа и другие факторы. Наиболее распространенный классификационный признак — это характер поверхности лавовых потоков, поскольку в процессе становления лавовых потоков внутреннее строение их обычно бывает скрыто от наблюдения. В вулканических областях, где внутренняя часть потоков вскрыта и потоки перекрыты более молодыми отложениями, напротив, изучается главным образом внутреннее строение потоков.

Следует отметить, что поверхность лавовых потоков зависит от физического состояния потока в целом.

Первые классификации лавовых потоков строились на внешнем виде потока. К. Дютон [139] выделил лавовые потоки с волнистой поверхностью «пахоехое» и с глыбовой — «аа».

Условия образования поверхности лавовых потоков изучали многие ученые. В. Грин в 1887 г. полагал, что лавовые потоки пахоехое формируются при быстром растекании лав небольшого объема [40]. М. В. Мушкетов [98] отмечал, что глыбовая поверхность образуется при быстром затвердевании коры, сопровождающемся громадным выделением газов, и присуща кислым лавам, а волнистые лавы затвердевают медленно без значительного выделения газов. К такому же выводу пришел П. Меркалли [160], изучая лавы Везувия. Однако Т. А. Джаггар в 1921 г. пришел к противоположному выводу [40]. Р. А. Дели объяснял образование волнистой поверхности пахоехое равномерным распределением газа в лаве, а глыбовую аа — неравномерным [40]. Г. С. Вашингтон полагал, что образование потоков аа происходит в лавах с меньшей температурой и большим количеством летучих, чем в пахоехое, что способствовало в последних продолжительному периоду движения и кристаллизации [180]. Соплашаясь с Г. С. Вашингтоном, Г. В. Тиррель отметил, что в лавах аа поры имеют большие размеры и неправильную форму в отличие от лав пахоехое с мелкими порами преимущественно шаровой (каплеобразной) формы. При этом застывание происходит с меньшей кристаллическостью. А. С. Джонс, выделяя три типа лавовых потоков: пахоехое, аа и санторинского в 1943 г. отметил, что ближе к истоку формируются лавы пахоехое, далее аа и еще дальше санторинского типа [40].

В. К. Эмерсон отметил, что поверхность потоков пахоехое формируется в спокойных условиях, а лав аа — в движении [141]. С. И. Набоко пришла к выводу, что образование глыбовых лав происходит из-за неравномерного

остывания и неодинаковой вязкости различных слоев потока [92]. А. Ритман различные формы движения лавы связывает с вязкостью, температурой, содержанием газов и характером течения (быстрое равномерное и неравномерное, медленное равномерное и неравномерное, неравномерное до образования корки, неравномерное после образования корки) [112]. Все это создает различные типы волнистых и глыбовых лав. В процессе изучения лав Карымского вулкана Б. В. Иванов пришел к выводу, что фтор как катализатор ускоряет процесс обогащения лавы газами [48]. Во фронтальной части потока происходит вторичное вскипание, понижение вязкости, обособление отдельных «капель» лавы и образование наземных подушечных лав.

Г. А. Макдональд во многих публикациях освещал механизм образования лавовых потоков различного типа [73]. В цитируемой работе он выделяет различные типы лавовых потоков: пахоехое, аа крупноглыбовые лавы, пиллоу-лавы (подушечные лавы), гналокластические потоки. Г. А. Макдональд опровергал мнение, что лавы аа более насыщены газами, чем пахоехое, и, наоборот, он показал, что обычно лава пахоехое переходит в лаву аа, а не наоборот. В пахоехое газ выделяется из расплава и расширяется при затвердевании потока, в то время как в лаве аа расширение газа прекращается. Кроме того, он доказывает, что переход лавы пахоехое в лаву аа обуславливается вязкостью магмы и механическими возбуждениями лавы, причем иногда фонтанирование лавы способствует непосредственному ее переходу в лаву аа. Надо полагать, что механические возбуждения лавы (лавопады, фонтанирование) вызывают потерю газов, что увеличивает охлаждение и вязкость ее и, следовательно, переход в лаву аа. Мной [87] предлагалось деление лавовых потоков по внутреннему строению на плотные (слабопористые), сильнопористые (пенистые), лавопирокластические (игниспумитовые), подушечные (наземные и подводные) и по строению поверхности на волнистые (кишечные, канатные и др.), глыбовые обломочные типа аа и санторинского типа с разновидностями. По внутреннему строению лавовые потоки рассматривались как генетические типы, а по строению и поверхности — как фацальные изменения в пределах отдельных зон. Ю. В. Ванде-Кирков, изучая лавовые потоки Камчатки и главным образом Большого трещинного Толбачикского извержения, предложил классификацию их, основанную на разнообразии форм поверхности (табл. 6).

Огромное разнообразие лавовых потоков позволяет положить в основу классификации: 1) вещественный состав — от липаритовых до меймечитовых; 2) внутреннее строение: степень пористости — от плотных до пенистых, расчлененность на фрагменты (подушечные лавы); 3) формы поверхностей: волнистые разного типа, глыбовые с многообразием форм; 4) строение потоков в зависимости от формирования из одной порции лавы или в результате многократного излияния отдельных наплывов лавы или от обособления фрагментов (подушек); 5) морфологию лавовых потоков: изометричность, линейность, платообразность, мощность; 6) расположение и формы выходного отверстия — терминальное, латеральное, трещинное; 7) характер излияния лавового потока; 8) условия окружающей среды: подводные, подледные, наземные с разной влажностью субстрата и различным рельефом, что обуславливает строение потоков и их расчлененность (подушечную, глыбовую, столбчатую); 9) тип подводящего канала, способствующего поступлению лавы без примесей обломочного материала или с примесью (кластолава). При учете всех перечисленных факторов классификация лавовых потоков была бы, вероятно, полной, но слишком громоздкой, не позволяющей увидеть главные особенности лавовых потоков. В предлагаемой классификации лавовых потоков взяты, на мой взгляд, главные особенности строения лавовых потоков, основанные на текстурных и структурных признаках лавовых потоков, которые, в свою очередь, должны отражать те условия, которые способствовали формированию лав.

Структурно-морфологическая характеристика поверхности элементарных лавовых потоков современных извержений вулканов Камчатки и Курильских островов
(Составил Ю. В. Ванде-Кирков)

| | | Условия образования | Потоки с волнистой поверхностью (типа пахоехое) | Потоки с обломочной поверхностью (типа аа) * | Потоки с глыбовой поверхностью (санторинского типа) | |
|-----|--|---|---|---|---|--|
| 120 | поверхности | Возникающие при свободном растекании | | Волнистая | | |
| | | Возникающие при неравномерном движении лавы | До образования корки | Канатная, блинная | Обломочная (клинкерная) | Глыбовая (брекчиевая) |
| | | | После образования корки | Плоскоглыбовая, черепитчатая, скорлуповатая | Складки сжатия продольные и волнообразные | |
| | | Перекачивание твердых обломков | Аккреционные шары («бомбы качения») | | | |
| | Возникающие при гидростатическом давлении лавы | Выжимки лав | Из-под корки застывшей лавы | Кишечная, подушечная шарообразная, баллонообразная, среди вторичных лавовых обособлений можно выделить булавовидные тела, пальцы, 1—3-метровые лавовые потоки, тумулюсы (курганы) | Горизонтально-расщепленная, вертикально-расщепленная, «бескорневые экстрезини», единицы потоков | |
| | | В пределах | Лавовые клинья, иглы | | | |
| 121 | Формы | | застывшей корки | | | |
| | | | Поднятия на поверхности лавовых потоков | Куполы набухания и течения **, плоскоглыбовые хребты (хребты выдавливания) | Валы коробления | |
| | | Возникающие при боковом сжатии застывшей поверхностной корки | | Хребты сдавливания | | |
| | | Возникающие при вытекании лавы из-под застывшей поверхности корки | | Локальные обрушения (линейные, изометричные), протяженные гряды | «Фарватеры» (тропоподобные русла лавовых рек), бортовые лавы | |
| | | Возникающие при высвобождении летучих из лав | | Струйчатая, горнитосы (бескорневые конусы разбрызгивания) | Грубоветвистая пенистая (бескорневые воронки взрыва) | |
| 122 | особенности внутреннего строения | Трещиноватость | | Трещины растяжения, контракции, скольжения | | |
| | | Зональность | | Зона закалки в приповерхностной и приподошвенной частях литоидной зоны | Глыбово-обломочная поверхностная и подошвенная зоны; литоидная зона, занимающая 1/3—2/3 мощности потока; лаво-шлаковая зона русла | Обломочно-глыбовая поверхностная и подошвенная зоны; мощная литоидная зона |
| | | Структуры и текстуры течения | | Первичная трещиноватость, зональная пористость | Флюидальность | |

| | Условия образования | Потоки с волнистой поверхностью (типа пахоехое) | Потоки с обломочной поверхностью (типа аа) * | Потоки с глыбовой поверхностью (санторинского типа) | |
|----------------------------------|--|---|---|---|--|
| Особенности внутреннего строения | Отдельность | Плитчатая, сферическая, радиальная | Призматическая, столбчатая, блоковая, глыбовая | | |
| | Пористость, обусловленная газонасыщенностью и разрывами лавы | Форма пор сферическая, эллипсоидальная, цилиндрическая — более интенсивная пористость | Неправильная форма пор — менее интенсивная пористость | | |
| Характеристика излившейся лавы | Вязкость лавы на выходе из бокки | Низкая | Высокая | | |
| | Газонасыщенность на выходе из бокки | Высокая | Низкая | | |
| | Причины, способствующие затвердеванию | кондуктивная теплопотеря | Низкая | Высокая | |
| | | конвективная теплопотеря | Высокая | Низкая | |

* Лава из-за большой вязкости не внедряется в пределы застывшей.

** Купола набухания и течения могут образоваться при застывании лавы под покровом туфов [112].

Вещественный состав

Еще в то время, когда огромные площади развития игнимбритов ошибочно относились к лавам, считалось, что эффузивные породы основного состава резко преобладают над кислыми. Теперь установлено, что кислые лавы дают потоки длиной до 1—3 км и редко более, а поля основных лав покрывают неизмеримо большие территории, в особенности в областях проявления платформенного вулканизма, где они занимают сотни, тысячи и даже миллионы квадратных километров; таким образом, безусловно определена подчиненная роль кислых лав. Неудивительно, что некоторые свойства, которые присущи основным и кислым лавам, приписывались только основным, как, например, образование столбчатой отдельности. Вещественный состав является главным определяющим фактором многих характеристик лавовых потоков: размеры, пористость, тип поверхности, кристалличность и пр.

Особенности расположения и формы выходного отверстия

В современных вулканических областях Камчатки, Курильских островов и других регионов мира обычно образуется трещина в земной коре, вдоль которой в ряде очагов фонтанирует лава или выбрасывается пирокластика. Затем область выхода расплава ограничивается одним или несколькими подводными каналами, вокруг которых вырастает шлаковый или реже лавовый конус. Иногда образуется цепочка шлаковых конусов, затем происходит излияние лавы. В одних случаях лава изливается через кратер (терминальное извержение) или прорывает конус где-либо в нижней его части, обычно вдоль трещины (латеральное или побочное извержение). Наиболее крупная трещина Лаки, образовавшаяся в историческое время (1783 г.), имела длину 24 км, на ней расположилось около 100 вулканических конусов. По периферии вулкана Ключевского в среднем через 7 лет образуются радиальные трещины, на которых вначале возникают шлаковые конусы, а затем обычно изливаются лавовые потоки. Наиболее длинная трещина — Юбилейных прорыв протяженностью около 5 км образовалась в 1945 г. Здесь сформировалось 5 шлаковых конусов, а из нижнего вылился лавовый поток длиной 5,5 км. На Южном прорыве Большого трещинного Толбачикского извержения в 1976 г. в пределах трещины длиной 600 м образовалось более 30 лавовых фонтанов, а затем сформировался один конус; из разных мест основания его изливались лавовые потоки, растаскивая блоки шлакового конуса. В результате излияния из различных бокк получалась сложная конфигурация покрова (рис. 39).

В процессе излияния потока из центрального жерла шлакового конуса под напором лавы шлаковый материал раздвигается, растаскивается и изливающийся затем поток не несет существенного количества шлакового материала. При прорыве лавы в основании шлакового конуса происходит более существенное растаскивание материала. В 1976 г. отмеченный выше шлаковый конус Южного прорыва в процессе излияния лавовых потоков потерял примерно половину своего объема пирокластики за счет растаскивания огромных глыб, вплоть до четверти объема в одну фазу извержения, и непрерывно ссыпавшегося шлака со склона конуса на поверхность потока. При этом несмотря на малую вязкость лавы перемешивание шлака с лавой не наблюдалось, за исключением заворотов и погружения поверхностных корок потока. Таким образом, в зависимости от места выхода лавы в пределах конуса на поверхности потока нагромождается различное количество шлакового материала. Необходимо отметить, что многие прорывы лавы в пределах таких вулканов, как Ключевской, Этна, расчленяют конус вулкана в какой-либо его части, однако материал основной постройки обычно не растаскивается. Образование трещин лавы без сооружения конусов —

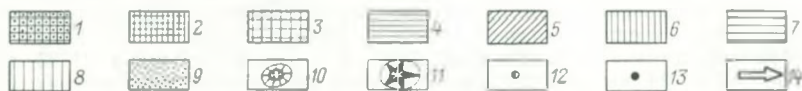
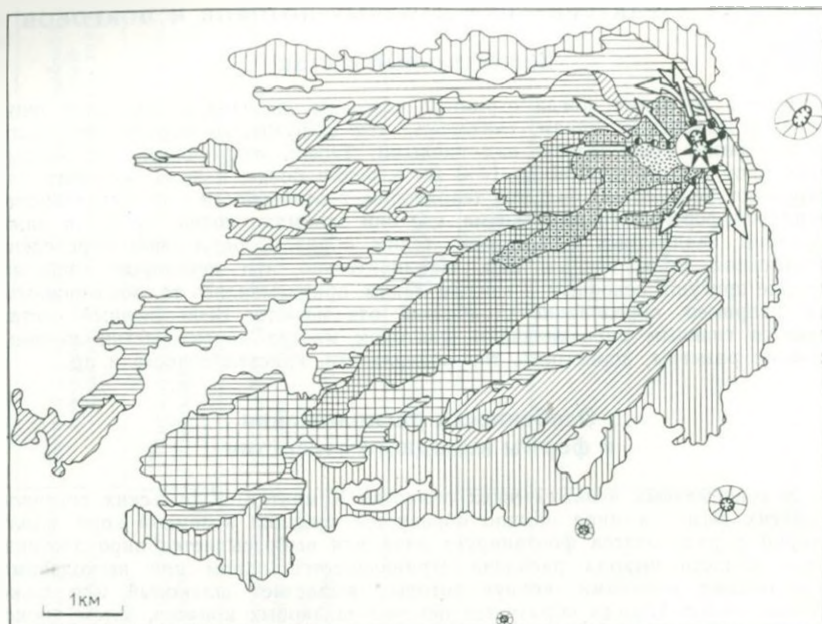


Рис. 39. Лавовые потоки Южного прорыва БТН, 1975—1976 гг.
 1 — поле лавового потока на 20.IX 1975 г.; 2 — на 4.X; 3 — на 24.X; 4 — на 26.XI; 5 — на 18.XII; 6 — на 8.III 1976 г.; 7 — на 7.IX; 8 — на 10.XII; 9 — шлак; 10 — шлаковые конусы предыдущих извержений; 11 — основной конус; 12 — бокки на лавовом поле; 13 — бокки на конусе; 14 — направление движения потоков. Составил А. И. Цюрупа

явление редкое. В этом случае, надо полагать, растаскивание обломочного материала потоками исключается. Растаскиваемый шлаковый материал конуса на поверхности лавовых потоков иногда принимается за пирокластический, что важно учитывать при палеовулканологических реконструкциях.

На Южном прорыве БТН в 1976 г. удалось выявить ряд особенностей формирования поверхности потоков. Растаскивание шлакового материала конуса на поверхности потока распределяется неравномерно; крупность материала различная; глыбы агглютината и крупные бомбы значительно удалены от центра извержения. Таким образом, даже наличие фигурных бомб на поверхности лавового потока не всегда свидетельствует об автохтонном (тефра) происхождении шлакового материала.

Характер излияния лавового потока

По свидетельству Г. А. Макдональда [73] в более жидких лавах пахоеое струи расплавленной лавы располагаются внутри лавовых потоков и это приводит к образованию тоннелей, когда истекает лава. Такие тоннели во множестве можно наблюдать в пределах Тобачинского дола (Камчатка). В более вязких лавах лава течет по поверхности. По бортам лавовых рек обычно создаются бортовые валы, состоящие из обло-

мощного материала. На Гавайских вулканах лавовые реки обычно состоят из двух частей: верхней жидкой, с вязкостью не более $1 \cdot 10^4$ пуаз и нижней более вязкой, которая течет медленнее. Мощность верхнего слоя составляет от 10 до 50% мощности потока. Если в процессе извержения произойдет изменение состава лавы, то вследствие разной скорости течения потока состав верхней части будет отличаться от нижней. В конце извержения верхняя и часто нижняя части лавового потока вблизи очага истекают полностью, оставляя только обломочный лавокластитовый материал, который слагает борта потока и глыбовый материал, образовавшийся в верхней и нижней частях лавового потока. Некоторые лавовые потоки Северного прорыва БТН в 1975 г. образовали такого типа россыпи глыбового материала (см. рис. 25, в). Их можно наблюдать на многих вулканах, и в частности, автор наблюдал их на о. Парамушир (Курильские о-ва) в районе Серного Кольца. Диагностика отмеченных лавокластитов и отличие их от пирокластики имеет большое значение в процессе геологического картирования.

Внутреннее строение (пористость, расчлененность)

Как правило, лавовые потоки слабопористые. Поры располагаются обычно в верхней и нижней частях потоков. Жидкие потоки основного состава обычно обладают шаровыми порами, концентрирующимися в верхних и меньше в нижних частях потоков. В более вязких лавах они приобретают неправильную форму. Основные лавовые потоки мощностью 0,3—0,4 м могут обладать пузыристой текстурой с объемной плотностью 1 г/см^3 , наблюдавшейся на неогеновых вулканах в Приморском крае на Сельском и в Хабаровском на Синдинском [80]. Наряду с пористостью в лавах основного состава образуются пузыри, отдушины и тоннели. Лавы кислого состава, как правило, плотные, но иногда в них происходит вспучивание с образованием литондных пемз. Весьма редкими можно считать пемзовые лавовые потоки Армении на месторождениях Фонтапском, Лусаванском, Гюмушанском, Джарабекском и др. Объемная плотность пемз на этих месторождениях соответственно 1890, 1309, 1420 кг/м^3 . По сравнению с пирокластическими пемзами литондные пемзы плотнее, но для лавовых потоков пористость их можно считать уникальной. Широко известны замечательные пенные лавы (туфолавы) дацитового состава вулкана Арагац (Армения). Наряду с высокой пористостью основной массы, лава переполнена захваченными пемзовидными обломками близкого состава. Плотность лав колеблется в пределах от 1200 до 1850 кг/м^3 . Аналогичные пенные потоки описаны Е. Локарди и М. Миттемпергером [155] в центральной Италии близ кальдер Лаго-ди-Вико и Лаго-ди-Больсено.

Наряду с типичными пенными лавовыми потоками часто отмечаются своеобразные лавовые потоки, занимающие промежуточное положение между пенными лавовыми потоками и сильно раскаленными пирокластическими потоками, представляющими собой пластичную лавовую суспензию в перегретом газе. Г. Панто [167] назвал их игниспумитами. К сожалению, в природе процесс образования игниспумитов еще не наблюдался.

Своеобразие внутреннего строения лавовых потоков возникает вследствие различного типа расчлененности их в зависимости от внешних условий. В одних случаях образуется брекчирование лав, в других — образование подушечных фрагментов и в третьих — дробление лавы с гидротацией, обуславливающей образование стекловатых обломков-гялокластитов. На эти процессы оказывают влияние влажная почва, вода, если лава изливается в водоем и извергается под водой, и лед при подледных извержениях*.

К внутреннему строению также следует отнести зональность лавовых потоков, которая возникает в связи с различными типами трещиноватости, обуславливающими формирование глыбовых текстур в верхней и нижней

* Вопросы генезиса рассматриваются ниже.

частях потоков, образование столбчатой отдельности в средних частях потоков и возникновение зон пористости, полосчатости в связи с различным составом и степенью раскристаллизации.

Размеры лавовых потоков и покровов

Наиболее короткие лавовые потоки, изливающиеся из кратеров крупных и небольших вулканов, измеряются первыми десятками метров при ширине в несколько метров. Однако можно отметить общее правило: кислые вязкие расплавы дают короткие, но мощные лавовые потоки, в то время как основные — длинные, иногда широкие покровы при относительно небольшой мощности, в особенности по сравнению с площадными размерами. Кроме того, размеры лавовых потоков и покровов находятся в зависимости от типов вулканизма. Размеры лавовых потоков, связанных с океанским вулканизмом, изучены слабо, так как в океанах еще нет возможности изучать их детально, а в древних толщах они интенсивно дислоцированы и плохо обнажены. Вместе с тем, судя по обширным областям развития основных лав в современном океане и в древних толщах океанского вулканизма, они должны иметь огромные размеры. Однако установлено, что изливающиеся лавовые потоки на дне океана быстро охлаждаются, брекчируются и нагромождаются вблизи кратеров, образуя лавовые вулканы. С раннегеосинклинальным вулканизмом связаны значительные размеры лавовых потоков, в особенности подушечные. Лавы орогенного вулканизма детально изучаются в современных и молодых вулканических областях. Например, длина лавовых потоков побочных прорывов Ключевского вулкана от 0,25 до 12 км, ширина от 100 м до 1,5 км, мощность 10—15 м. Андезитовые лавовые потоки, или точнее покровы позднемощевого возраста Закарпатья, имеют мощность до 100 м (гора Синяк, с. Камяница) [81]. Они более широкие (3—5 км и более), чем базальтовые. По длине прослежены на 10 км и более. Пенные лавовые потоки вулкана Арагац (Армения), образующие покров из 25 потоков, имеют мощность 5—20 м, длину 10—12 км и максимальную ширину 2 км [131]. Многочисленные лавитовые лавовые потоки Армении имеют длину от 1 до 8 км, чаще 3—5 км [51]; мощность от 10 до 200 м, средняя мощность чаще 50—75 м. Форма их в плане изометричная. Форма потоков (основного состава) посторогенного вулканизма часто зависит от рельефа. На ровной поверхности они образуют базальтовые плато, а потоки отдельных центров извержения на пересеченной местности заполняют формы рельефа. Так, например, лавовые потоки андезито-базальта Гегамского нагорья имеют длину более 10 км при мощности 10—15 м. Лавовые покровы платформенного вулканизма, отличаются большими размерами. В бассейне р. Колумбии (США) лавовые потоки достигают в длину 80 км, при средней мощности 10 м и максимальной 50 м. На Сибирской платформе лавовые потоки прослеживаются на десятки километров. Мощность их колеблется от 1 до 20 м, а в раздувах до 40—60 м. На Волыни средняя мощность потоков 12—25 м, а максимальная 56 м.

Базальтовые потоки плато Декана в Индии имеют мощность от нескольких до 40 м. Вулканы Исландии и о. Гаваи, так же как платформенные базальты, образуют широкие покровы. Трещина Лаки (Исландия) в 1783 г. дала поток длиной 80 км и шириной до 25 км при средней мощности 35 м, а в речной долине 150 м и более. Там же известны более обширные покровы. Если площадь покрова Лаки равна 370 км² (по другим данным 550 км²), то в 1784 г. образовался покров к северу от Лаки площадью 565 км², а покров Элдгья 950 г. — 693 км². Донисторический покров Большой Тьерсау имеет 125 км в длину, мощность 18 м и площадь 712 км² [149]. На о. Гаваи лавовые потоки имеют мощность в среднем 4,5 м, а длину более 55 км. В декабре 1959 г. лавовый поток типа пахоевое выполнил углубление 90 м. Размеры лавовых потоков сочетаются с их формой, иногда эти два условия обуславливаются рельефом, а не вязкостью лавы. На ров-

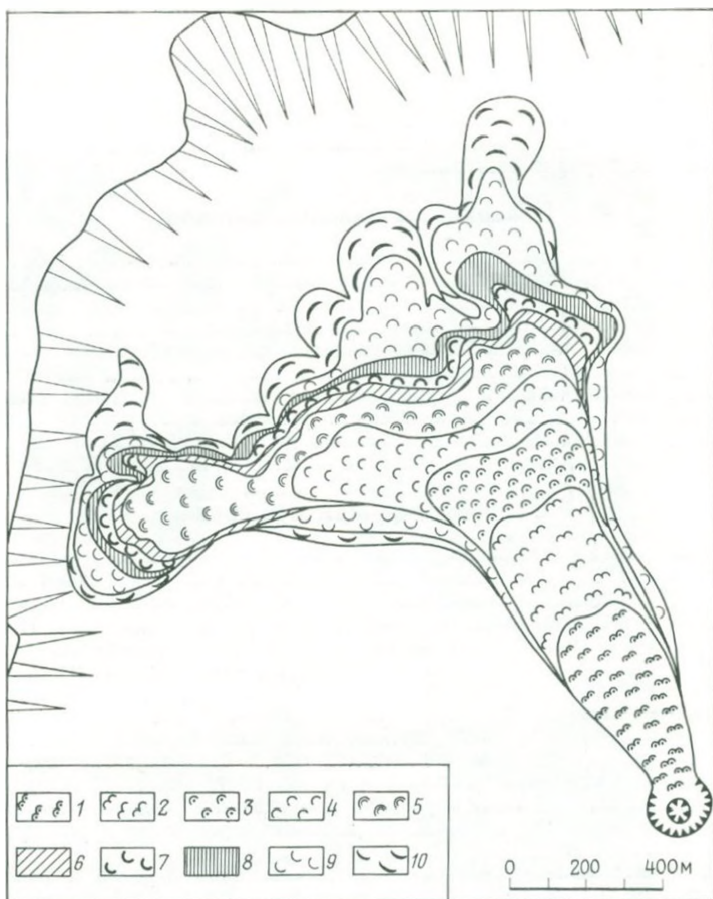


Рис. 40. Схема развития извержения лавового потока вулкана Карымского в 1976 г. (Составил П. П. Фирстов)
 1 — 28. IV; 2 — 12. V; 3 — 21. V; 4 — 01. VI; 5 — 7. VI; 6 — 11. VI; 7 — 14. VI; 8 — 30. VI; 9 — 23. VII; 10 — 16. IX

ной поверхности лавовые потоки растекаются, в то время как в долинах или ущельях они имеют лентообразную форму. При этом обуславливается их сечение и форма подошвы — U-образную или V-образную. На крупных склонах вулканов лавовые потоки среднего состава дают дельтообразную форму, например излияния потока на вулкане Карымского (рис. 40). Из большого разнообразия размеров лавовых потоков можно, однако, заключить следующее: вязкие лавы кислого состава дают широкие, иногда изометрические потоки длиной в несколько километров и мощностью 100 м и более. Лавовые потоки среднего состава с пониженной вязкостью (пенистые) дают потоки длиной до 10—12 км, шириной до 2 км и мощностью 5—20 м, в то время как вязкие лавовые потоки имеют мощность 20—100 м при такой же или меньшей длине и ширине. Относительно вязкие лавовые потоки основного состава дают потоки длиной 5—10 км при ширине в сред-

нем до 2 км при мощности 5—20 м, а жидкие потоки того же состава или более основные дают обширные лавовые потоки и покровы площадью до 1000 км² и более при мощности 5—20 м. К наиболее протяженным лавовым потокам следует отнести Дебедачайский базальтовый лавовый поток позднеплиоценового возраста в Армении длиной 120 км и фонолитовый позднемиоценовый поток Ятта в Кении длиной около 250 км. Наряду с огромными потоками изливаются и небольшие мощностью до 1 м и площадью в несколько гектаров или километров.

Поверхность лавовых потоков

Она настолько своеобразна, что в областях активного вулканизма, где не всегда видно внутреннее строение лавовых потоков, является главным критерием для классификации. Многообразие разновидностей поверхностей лавовых потоков сводится к двум типам: глыбовая и волнистая. В свою очередь глыбовые поверхности лав разделяются на грубоглыбовые — санторинского типа, мелкоглыбовые (обломочные, шлаковые, лавы aa) и плоскоглыбовые-тонкоплитчатые и крупноглыбовые (толстоплитчатые). Волнистые лавы или лавы пахоехое в зависимости размеров и структуры волн разделяются на киченные, канатные с множеством присущих им форм: шаров, караван, баллонов, валов вздутия и коробления (рис. 41 а, б, в, г).

Условия окружающей среды

Условия среды настолько сильно влияют на строение лавовых потоков, что могут служить основой для генетической классификации лавовых потоков. Подводные и подледные излияния обуславливают образование подушечных лав, лавокластитов, лавобрекчий и гналокластитов. Излияние лав в водный бассейн также иногда способствует образованию подушечных лав и гнаклитов, но обычно формируются лавокластиты и лавобрекчи, так же как и при излиянии на влажную поверхность. Причем, если почва сильно газонасыщена, образуются брекчия, а если слабо и лавовые потоки вязкие, то возникают вертикальные, чаще трубообразные полости. Наклонный рельеф при излиянии жидких лав и средних вязкостей, способствует полному истечению расплава и на местности остается только глыбовый материал. Слабый наклон рельефа при излиянии жидких потоков, обуславливает образование тоннелей. О влиянии пересеченного рельефа было сказано выше.

Отмеченные выше особенности лавовых потоков привели к различным подходам при систематике их. Большинство исследователей разделяют лавовые потоки в зависимости от их поверхности, выделяя волнистые лавы (пахоехое), мелкоглыбовые (aa) и крупноглыбовые (санторинского типа). Такое деление весьма удобно и позволяет в областях активного и молодого вулканизма довольно легко диагностировать потоки и в значительной мере отражает физическое состояние лавы во время ее излияния. Лавы пахоехое обычно жидкие, aa — более вязкие, а санторинские лавовые потоки обладают значительной вязкостью. В свою очередь это также отражает внутреннее строение лавовых потоков. В жидких лавах обычно образуются тоннели, полости, пузыри; в более вязких базальтовых лавах отмечаются только пузыри. Вместе с тем классификация лавовых потоков, основанная на поверхностных признаках, не может быть универсальной, поскольку в древних вулканических областях ее не всегда удается наблюдать; кроме того, в пределах одного лавового потока она меняется. Многими исследователями отмечалось, что по мере остывания лавового потока и потерь газов во время излияния формируются поверхности лавовых потоков различного типа. Это обуславливается и изменением скоростей движения между верхней застывшей частью потока (и его мощностью) и средней жидкой частью. Здесь даже устанавливается определенная закономерность.

У истоков и осевой части потока образуется волнистая лава с увеличением амплитуды волн по мере удаления от очага извержения. Затем



РИС. 41. Поверхности лавовых потоков:

а — глыбовая часть лавового потока конуса I БТТИ, жидкая часть потока мигрировала в пониженную часть рельефа; б — среднеглыбовая поверхность лавового потока Анахончич Ключевского вулкана, высота обнажения 4 м; в — мелкоглыбовая поверхность неровного лавового потока в районе БТТИ; г — кишечная лава, там же

образуется тонкоплитчатая лава (торосовая) и мелкоглыбовая (aa); по мере увеличения толщины корки формируется плоскоглыбовая и блоковая, а по периферии — глыбовая, вплоть до лав санторинского типа. По бортам лавовых потоков нагромождаются валы обломочного материала. Наряду с этим отдельные порции расплава перекрывают и раздвигают лавовые потоки, нарушая отмеченную закономерность. Все это усложняет систематику лавовых потоков, если основываться только по одной их поверхности. Наряду с этим даются деления лавовых потоков и по их внутреннему строению: пенные, подушечные, гиадокластитовые.

Некоторые классификации построены на факторах, которые относятся к процессу излияния лавовых потоков, но они влияют на морфологические особенности лавовых потоков: вязкость, форма рельефа, физическое состояние субстрата (влажность) и др. Вместе с тем при изучении застывших лавовых потоков и особенно в древних толщах исследователь не может замерить вязкость, не знает, какой был рельеф и субстрат во время излияния лавового потока, однако, изучая текстурные и структурные особенности, он может судить о закономерностях формирования лавовых потоков. Следовательно, исследователь может удовлетворить классификация лавовых потоков, построенная на особенностях, отраженных в текстурах, структурах и других особенностях лав, т. е. тех, по которым можно судить о процессе становления лавовых потоков. Поэтому в основу классификации лавовых потоков мной положены особенности их внутреннего строения. При этом формы поверхностей лавовых потоков используются как дополнительный фактор. На этом основании можно выделить несколько типов лавовых потоков: 1) плотные и слабопористые, 2) пенные, 3) игниспумитовые, 4) расчлененные.

В пределах этих типов выделяются потоки в зависимости от однородности, зональности, наличия примесей обломков пород, брекчирования и пр. Ниже дается общая схема классификации.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ

I. Плотные и слабопористые.

1. Однородные.

Монолитные:

- а) массивные;
- б) трещиноватые, обладающие отдельностью: блоковой, глыбовой, кубической параллелепипедной, плитообразной, плитчатой, призматической, столбчатой.

Слабопористые (пористые):

- а) пористость, обусловленная газонасыщенностью лавы;
- б) пористость, образованная разрывами лавы в процессе ее излияния.

2. Зональные*.

Полосчатые:

- а) полосчатость, обусловленная неоднородностью состава;

- б) полосчатость, выраженная окраской.

Флюидальные:

- а) с зональной пористостью;
- б) с брекчированной зональностью;

- в) со сложной зональностью.

II. Пенные.

1. Однородные.
2. Зональные — поверхность волнистая, мелкоглыбовая.

3) Кластолавовые.

III. Игниспумитовые.

IV. Расчлененные.

1. Лавокластитовые.

* Зональные потоки обычно обладают типичной поверхностью: волнистой, мелкоглыбовой, крупноглыбовой.

Крутых склонов.
Болотистых почв.

Субаквальные:

- а) океанические;
 - б) прибрежных зон.
2. Подушечные.
 3. Гналокластитовые.

Как видно из приведенной классификации, основное разделение лавовых потоков проведено по текстурным и структурным признакам, но вместе с тем более дробное деление дано по фациальному признаку для тех случаев, когда это можно определить.

Ниже дается краткая характеристика выделенных типов лавовых потоков.

Плотные и слабопористые лавовые потоки

Эти лавовые потоки пользуются широким распространением и отличаются большим разнообразием. Среди них выделены однородные и зональные. В свою очередь однородные могут быть монолитные и слабопористые. Следует отметить, что однородные лавовые потоки в природе менее распространены, чем зональные, которые в свою очередь делятся на полосчатые, флюидалные и с зональностью, охватывающей части потока такие, как брекчирование или пористость.

Зональные лавовые потоки могут разделяться и по типам поверхности: волнистой, мелкоглыбовой, среднеглыбовой или крупноглыбовой.

Однородные лавовые потоки

Монолитные лавовые потоки. Эти потоки наиболее распространены в платформенных и постороженных областях. Формирование их определяется излиянием больших количеств жидких лав на относительно ровную поверхность. Они хорошо изучены в Советском Союзе — на Сибирской платформе и Волыни, а за рубежом, пожалуй, во всех платформенных областях: США, Индии, Южной Африке, Южной Америке и др.

В пределах стратовулканов и подводных извержений монолитные однородные лавовые потоки отсутствуют и поскольку они приурочены преимущественно к платформам и постороженным областям, надо полагать, они связаны с трещинными излияниями или щитовидными вулканами. При этом жидкая лава разливается на большие площади, образуя обширные покровы мощностью обычно от 5 до 50 м.

Наиболее распространенная мощность 5—10 м. Нижние лавовые потоки покровов нивелируют рельеф и последующие ложатся на слабонаклонную поверхность, что хорошо можно наблюдать к северу от Владивостока в долине р. Раздольной. На Сибирской платформе лавовые потоки и покровы, нагремождаясь один на другой, создают толщи мощностью 300—400 м, иногда достигая 1500—2000 м. Общая площадь лав вместе с горизонтами вулканокластики 1,5 млн. км².

В пределах Вольно-Подольского региона докембрийские платформенные вулканы занимают площадь около 300 000 км². Лавовые потоки по данным бурения имеют мощность от 7,9 до 56 м, при преобладании мощности 12—25 м. Траппы Декана (Индия) занимают площадь 600 000 км². Примерно такая же площадь траппов Колумбии (США). В Южной Африке траппы прежде занимали в три раза большую площадь.

Однородные монолитные лавовые потоки обладают незначительной пористостью, но в них могут образоваться отдельные пузыри или полости.

Видимо, спокойное остывание лавовых потоков приводит к таким типам трещиноватости, которые раскают лаву более или менее плоскими трещинами. К ним относятся три типа трещиноватости, создающие соответствующие типы отдельности.

| Тип трещиноватости | Отдельность |
|---|----------------------------------|
| Правильная, параллельная и перпендикулярная плоскости потоков | Кубическая, параллелепипедальная |
| Параллельная плоскостям потоков | Плитообразная, плитчатая |
| Перпендикулярная плоскостям потоков | Призматическая (столбчатая) |

Слабопористые лавовые потоки. К слабопористым потокам, в отличие от пенистых, относятся такие, в которых поры составляют 20—30%, снижая объемную плотность породы до 1800—2200 кг/м³, т. е. это обычная пористость лав. В маломощных потоках газовые поры располагаются более или менее равномерно, в более мощных потоках некоторое увеличение пористости фиксируется в верхних и нижних частях, но когда наблюдается резкое изменение пористости по разрезу (переслаивание), потоки относятся к типу зональных. В мощных потоках обычно развивается зональность. Форма пор шаровая, эллипсоидальная, трубчатая или неправильная. Поры могут иметь близкие размеры или отличаться разнообразием размеров и форм. Слабопористые лавовые потоки с газовыми порами свойственны основным лавам. Они также распространены преимущественно в платформенных и посторогенных областях, но встречаются и в орогенных. Иногда поры в лавовых потоках заполнены минеральными образованиями, кальцитом, цоолитами и реже водными алюмосиликатами, как, например, на вулкане Синдинском, севернее г. Хабаровска [80].

Поры обычно заполняются в результате аутометаморфического процесса, практически сразу после извержения. Если поры заполнены новообразованиями частично, они могут фиксировать последующие наклоны лавовых потоков, вызванные тектоническими процессами.

Наряду с образованием газовых пор в однородных лавовых потоках возникают поры, обусловленные разрывами лавы. Они обычно свойственны лавам среднего или кислого состава. При кажущейся однородности лавовых потоков в вязких лавах движение происходит неравномерно: один слой, более жидкие, движется быстрее, а более вязкие — медленнее. Это приводит к разрывам в более вязких прослоях. По шрамам движения прослов можно определить направление движения потоков.

Зональные лавовые потоки

Это наиболее распространенные лавовые потоки. Они формируются при различных типах извержения в разных геоструктурных обстановках. При этом возникает зональность различного типа, обусловленная полосчатостью, флюидальностью, пористостью и брекчированностью.

Полосчатые лавовые потоки. Неоднородность состава этих потоков может быть выражена разным химическим составом и степенью раскристаллизации. Такого типа неоднородности чаще распространены в лавах среднего и кислого состава. О них упоминалось при описании текстур. Они встречались в лавах вулканов Шивелуч, Большая Зимина, Ича, в Карпатах и во многих других пунктах.

Образование полосчатых лав разного состава естественнее объяснить наличием в очаге расплава различной кислотности. В процессе движения участки расплава, вытягиваясь, утончаются и создают полосчатость. Иногда различный состав определяется только валентностью железа. Такого типа породы наблюдались мной в Закарпатье в ряде пунктов к северу от г. Мукачево и к западу от г. Хуста, где липариты и андезиты обладают полосчатостью, обусловленной розовой окраской полос (толщиной 2—3 мм) вследствие разложения железосодержащих минералов с образованием окисного железа. Следует отметить, что розовые полосы более пористые, чем серые, видимо, газонасыщенность способствовала окислительным процессам. Пористые или трещиноватые полосы могут также менять состав вследствие аргиллитизации, приобретаая в этом случае вдоль трещин белый цвет (см. рис. 5).

Полосчатые лавовые потоки среднего или кислого состава в нижней и верхней частях могут иметь брекчированное строение и повышенную пористость и тем самым обладать более сложным зональным строением.

Наряду с изменением химического состава в лавах очень часто полосчатость выражена различным минеральным составом. Ярким примером может служить поток щелочного дацита у с. Кипчаг (Армения), в котором одни полосы толщиной 2—4 см сложены стеклом и потому имеют черный цвет, а полосы фиолетово-пепельного цвета полностью закристаллизованы в агрегат мелких кристаллов; мелкокристаллический полевоый шпат, кристобаллит иногда вместе с тримитом и пироксеном [105].

Изменение степени кристаллизации в лавах наблюдалось мной на Камчатке (пос. Начики), в Закарпатье у г. Хуста, в Приморском крае (пос. Богополье) и в других регионах, где одни полосы толщиной 2—4 мм сложены обсидианом, а другие — фельзитом или перлитом и фельзитом, что придает породе отчетливую полосчатость.

Изменение степени кристаллизации или состава обычно влечет за собой изменение окраски. Окисление железа окрашивает полосы в красный, розовый цвет, аргиллитизация — в белый, раскристаллизация обычно в серый или желтовато-серый цвет.

Флюидалные лавовые потоки. Они особенно типичны для кислых лав, в андезитах флюидалность выражена слабо, а в основных она макроскопически почти неразличима.

Флюидалность определяется субпараллельным расположением кристаллов и подчеркивается струйчатым течением лавы в потоках.

Кристаллы вытянутой или пластинчатой формы в лавовых потоках ориентируются субпараллельно движению расплава. В особенности это хорошо выражается столбчатыми или игольчатыми микролитами плагиоклаза, роговой обманки и чешуйками биотита. В основных лавах кристаллы и микролиты распределяются в породе более или менее равномерно, вероятно, в силу малой вязкости лавы, поэтому флюидалность здесь обнаруживается только под микроскопом. В кислых лавах кристаллизация обычно происходит неравномерно. Одни прослои толщиной от 2—4 мм до 2—3 см более раскристаллизованы, а другие менее. В кислых лавах можно наблюдать частичное флюидалное расположение кристаллов. Например, в дацитовых лавах Арагаца (Армения) отмечалось, что темноцветовые минералы, как ранее выделенные, ориентированы в соответствии с флюидалностью, в то время как анартоклаз и кристобаллит не ориентированы, что часто сопровождается тонкой пористостью или трещиноватостью отдельных прослоев, в которых наблюдается более сильная кристаллизация. Это в свою очередь ведет к изменению цвета прослоев и хорошо подчеркивает флюидалность. Таким образом, под микроскопом флюидалная структура лавы различается по ориентировке минералов, а макроскопически — по разной степени кристалличности породы и по цвету полос. Движение в лавовых потоках на отдельных участках ламинарное, на других — турбулентное. Это хорошо можно наблюдать в кислых лавах. Флюидалность лав имеет большое значение в процессе картирования для определения форм лавовых тел и направления движения потоков, указывающих на центры извержения. При этом надо учитывать, что отдельные завихрения в лавовых потоках могут ввести в заблуждение. Необходимо определять только общее направление, что при микроструктурном методе приводит к ошибкам. Однако следует отметить, что наряду с флюидалностью, которую иногда в основных породах трудно определить, одновременно образуются трещиноватость и зоны пористости, совпадающие с флюидалностью и позволяющие, так же как и по флюидалности, определять морфологию лавовых тел.

Пористые лавовые потоки. Пористость в лавовых потоках очень часто располагается неравномерно, приурочиваясь к определенным зонам. В лавовых потоках основного состава максимальное количество пор приурочивается к верхней и нижней частям потоков, в то время как в средней части лавовый поток сложен монолитной породой. Эти потоки пользуются широким распространением.

Потоки побочных кратеров Ключевского вулкана при мощности 10—15 м часто состоят из нескольких порций лав (Билукай, Апахончича, Кржижановского и др), что создает в разрезе более сложное строение. В Приморском крае в районе вулкана Барановского обнажается серия андезито-базальтовых потоков средней мощностью около 5 м [80]. Их поверхности обладают слабоволнистым строением без глыбового покрова, что не затушевывает внутреннее строение. Обычно верхняя часть потоков примерно на $\frac{1}{4}$ мощности сложена пористым андезито-базальтом, а нижняя часть на $\frac{1}{5}$. Средняя часть плотная или содержит отдельные поры. Такое расположение пористости обуславливает зональное строение. В кислых лавовых потоках, отходящих от куполов в районе г. Бёрегово (Закарпатье), пористость располагается полосами толщиной 5—10 см, переслаиваясь с плотным липаритом мощностью 15—50 см [81]. В лавовых потоках дацитового состава Алагеза (Армения) зоны пористости переслаиваются с плотными зонами мощностью 2—4 см. Причем в нижней части мощность плотных полос больше, чем пористых, а в верхней — наоборот [105].

Зональная пористость образуется вследствие вспучивания лавы как в отдельных прослоях, так и в пределах мощных зон. Пенистые лавовые потоки, описанные ниже, обладают зонами пористой лавы, переслаивающимися с плотной и брекчированной лавой.

В вязких лавах среднего и кислого состава возникают поры растяжения, о которых упоминалось при описании полосчатых текстур. Кроме приведенных примеров, можно отметить наличие трещин растяжения в липаритах Армении, где прослой лавы с трещинами растяжения сочетаются с прослоями более жидких лав, в которых на контактах образуется волнистость лавы — морщинистость [51]. Сочетание форм трещин в плане создаст сложные рисунки.

Брекчированные лавовые потоки. Эти потоки широко распространены в лавовых потоках любого состава. Наиболее разнообразны и детально изучены брекчированные зоны потоков в современных вулканических областях [72, 73, 87, 108, 112]. Глыбовый материал в современных лавовых потоках основного состава образуется в жидких и вязких лавовых потоках. Жидкие лавовые потоки кроме волнистых поверхностей дают мелкоглыбовые (аа), плоскоглыбовые. Такого типа лавовые потоки изучались в 1976 г. во время извержения лав на БТИ. Вязкие лавовые потоки многих побочных кратеров Ключевского вулкана, Плоского Толбачика (1975 г.) и Алаида (1972 г.) дали среднеглыбовый обломочный материал, а андезито-дацитовые лавы Карымского вулкана извержения 1962, 1976 и 1979 гг. дали крупноглыбовый материал санторинского типа (см. рис. 25).

Лавовые потоки, дающие среднеглыбовый материал размерами от 0,1 до 1,5 м и более, при преобладающем 0,2—0,5 м, по крупности занимает промежуточное положение между глыбовыми лавовыми потоками аа и санторинского типа, что позволяет для удобства называть их глыбовыми потоками Ключевского типа (см. рис. 41, б).

Изучение лавовых потоков побочных кратеров Ключевского вулкана показало, что мощность глыбового материала верхней части потоков составляет 0,8—1,5 м, а нижней 0,3—0,7 м.

Соотношение монолитного (литондного) материала, по данным Е. Ф. Малеева и Ю. В. Ванде-Киркова [89] с глыбовым приведено в табл. 7.

В простых потоках глыбовый материал располагается только в верхних и нижних частях, а в сложных (Билукай, Заварицкий, Апахончич и др.) лавовые потоки формировались из нескольких порций (от 2 до 6 и более), налегающих одна на другую. Новые порции не только перекрывают предыдущие, но и прокладывают русло в более ранних потоках, наращивая их в длину и ширину. Таким образом, в результате неоднократного перекрытия отдельных порций лавового потока в разрезе получается зональное строение, где монолитная лава переслаивается с глыбовой. Аналогичные лавовые потоки наблюдались нами во время извержения Олимпийского прорыва вулкана Алаид в 1972 г. и ранее там же, например в 1934 г. при извержении Такетоми.

| Лавовый поток | Год извержения | Общий объем лавового потока, млн. м ³ | Объем глыбового материала, млн. м ³ |
|---------------|----------------|--|--|
| Туйла | 1932 | 17,0 | 5,0 |
| Билюкай | 1938 | 180,0 | 65,0 |
| Заварицкого | 1945 | 33,0 | 13,0 |
| Апахончич | 1946 | 18,7 | 8,0 |
| Пийпа | 1966 | 100,0 | 35,0 |

Двенадцать лавовых потоков вулкана Карымского андезито-дацитового состава за период с 1962 по 1976 г. обладали преимущественно глыбовой поверхностью. По крупности глыб они относились к лавам санторинского типа, размеры глыб достигали 3—6 м в поперечнике. Мощность потоков составляла 25—30 м, а глыбовый материал примерно 1/3. Здесь же наблюдались излияния лавовых потоков размерами глыб, не превышающих 1—1,5, которые можно отнести к глыбовым лавам Ключевского типа и гавайским аа. Мощность потоков их составляет 4—6 м.

Излияния базальтовых жидких лав БТТИ в 1975—1976 гг. дали лавовые потоки с различной поверхностью, в том числе и мелкоглыбовые лавы аа. На отдельных участках размеры глыб составляли 0,1—0,2 м. Мощность мелкоглыбового материала невелика, обычно 0,5—1 м. По мере увеличения размеров глыб увеличивается мощность глыбового покрова.

Глыбовый покров лавовых потоков неоднородный. Он состоит из трех слоев. Вначале в теле монолитной лавы появляются отдельные трещины, выше они гаснут и происходит отделение глыб, но они еще сцементированы той же лавой. Таким образом формируется слой брекчиевой лавы (лавобрекчин). Выше глыбы, отделяясь, перемещаются и шелушат (дробят) свою пористую поверхность, которая выполняет промежутки между глыбами. В нижней части этого слоя происходит расплавление мелкообломочного материала с одновременным окислением и образуются еще два слоя, нижний, в котором 40—60% глыб лавы сцементированы вторичной пористой лавой, окрашенной в красный или бурый цвет — это кластолавовый слой, и верхний слой рыхлого лавокластита, который впоследствии может цементироваться гидрохимически.

Глыбовый материал лавовых потоков имеет различную форму: угловатую, острореберную, иногда клиновидную, или округлую, а в жидких лавовых потоках, в процессе движения их, образуется твердая или полупластичная корка толщиной 5—10 см, которая в результате разной скорости движения лавы, подобно льду на реке, взламывает корку и нагромождает ее в виде плит диаметром 0,5—1 м.

Иногда тонкие плиты диаметром 0,5—1 м изгибаются, приобретая скорлуповатую форму. В волнистых лавах образуются пузыри, которые, отделяясь, нагромождаются на поверхности лавовых потоков наряду с тонкоплитчатой глыбой поверхностью. В районе вулкана Плоского Толбачика наблюдалось образование плит поперечником до 10—15 м и толщиной до 2 м (рис. 42, а). Поверхность их гладкая, волнистая или веревочная, но бугристая. Бугры иногда достигают 1 м. Плиты наклонены под разными углами, иногда поставлены вертикально. Наклонные лавовые потоки развиты там же, часто они имеют волнистую поверхность — канатные образования, кишечные, волнистые. На поверхности лавовых потоков образуются вторичные тела в виде шаров, подушек, улиток, баллонов, небольших лавовых ручейков (см. рис. 42, а). Образование этих форм можно было наблюдать на Южном прорыве БТИИ в 1976 г. На прорыве Пийпа извержения 1966 г. при движении лавовой реки

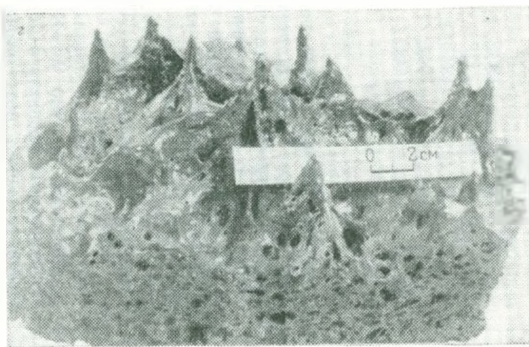
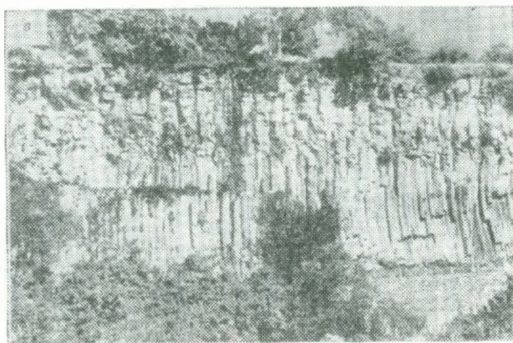
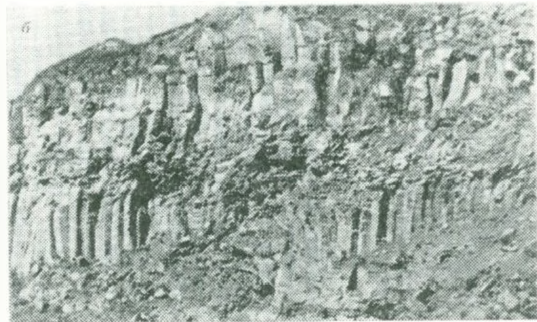
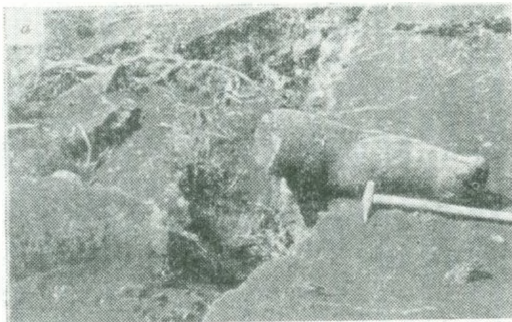


РИС. 42. Отдельность и текстурные особенности лав:

a — толстоплитчатая поверхность глыбового потока в районе БТН; *б* — глыбовая отдельность в центральной части базальтового лавового потока на юге хр. Калиман-Харгита, Румыния; *в* — частичное брекчирование в базальтовом лавовом потоке, Армения; *г* — сталактитообразные потоки лавы в кровле тоннеля БТН, 1976 г., Камчатка

в русле более ранних порций лавы наблюдалось окатывание глыб вплоть до шаров размерами 0,1—0,3 м.

Обломочный материал обычно сложен слабопористой лавой. Иногда пористость возрастает и образуется шлак. Поверхность глыб рваная, но на сколах их встречаются обособления с гладкой поверхностью. Поверхность глыбовых лавовых потоков побочных прорывов Ключевского вулкана и многих аналогичных им имеет пологие валы высотой до 1,5 м и более, распо-

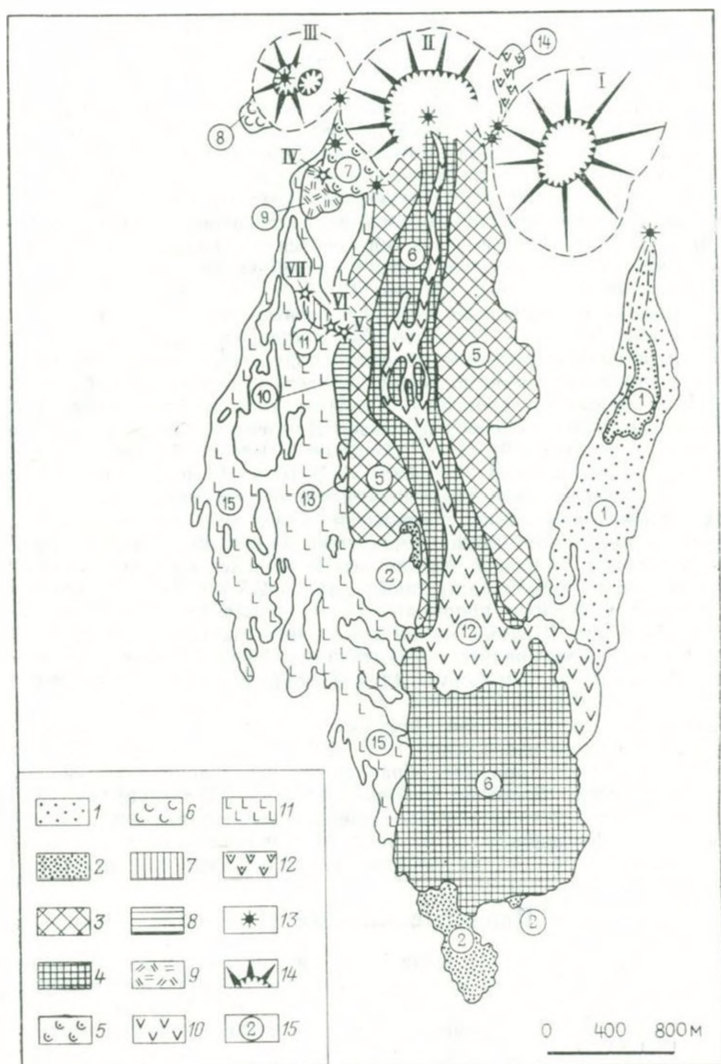


РИС. 43. Лавовые потоки БТТИ, 1975 г. (составил Ю. В. Ванде-Кирков)
1—12 — лавовые потоки; 13 — бокки; 14 — конусы; 15 — последовательность излияния лавовых потоков

женные по бортам потоков и вытянутые в сторону течения потока. Иногда такие валы возникают в средней части потока, образованные новыми порциями лавы (реками), расширяющие основное тело потока. Новые порции лавовых потоков, если они короче предыдущих, на поверхности образуют террасовидные уступы.

Лавовые потоки со сложной зональностью. В природе наиболее распространены лавовые потоки со сложной зональностью. Лавовые потоки, обладая глыбовым строением в верхней и нижней частях, имеют зоны различного типа. В лавах основного состава наиболее распространены потоки, в которых верхняя и нижняя части глыбовые, а средняя часть обладает зонами пористого и плотного базальта. В лавах среднего состава наряду с глыбовыми зонами образуются зоны пористости, полосчатости и флюидалности. Иногда появляются кластолавовые и пенистые зоны. Последние часто отмечаются в кислых потоках. Можно привести множество примеров сложной зональности из любой вулканической области. Зональность в потоках иногда возникает вследствие движения потока во время образования столбчатой отдельности, как это можно наблюдать в Южной части хребта Калиман-Харгита (Румыния) (см. рис. 42, б), или брекчирования лавы в базальтовом потоке вследствие особенности образования столбчатой отдельности (см. рис. 42, в). В жидких лавовых потоках образуются тоннели, а их поверхности образуют зональность. В верхней части тоннелей часто можно наблюдать сталактитообразные потеки лавы (см. рис. 42, г).

На Камчатке и Курильских островах развиты преимущественно глыбовые лавовые потоки. В районе Плоского Толбачика встречаются волнистые лавовые потоки, а на Карымском — наземные подушные лавы; глыбовые лавовые потоки, изучавшиеся в последние 45 лет, известны на побочных извержениях Ключевского, Карымского, Толбачикского и Авачинского вулканов. Для лавовых потоков побочных прорывов Ключевского вулкана средняя мощность лавовых потоков 10—15 м, длина от 250 м до 12 км, средняя длина 5—7 км, а средняя ширина 250—1500 м. В 10 из 14 прорывов лава изливалась отдельными порциями, отделенными промежутками времени, что усложняло их строение вследствие перекрытия более поздними порциями лавы. Примером формирования сложного покрова могут служить лавовые потоки Северного прорыва Большого трещинного Толбачикского извержения (1975 г.). Лавовые потоки выходили из трещины длиной 2,5 км. Общее количество лавовых потоков Северного прорыва — 15, их длина от нескольких десятков метров до 5—6 км. Ширина их на отдельных участках достигала 1,25 км. Многие потоки перекрывались последующим. Серия потоков образовала покров, вытянутой по склону формы длиной около 6 км и шириной почти 3 км (рис. 43).

Образование волнистых лав изучалось на Южном прорыве Большого трещинного Толбачикского извержения 1975—1976 гг. 18 сентября 1975 г. в 10 км к западу от Северного прорыва образовалась трещина длиной около 600 м, на которой возникло более 30 лавовых фонтанов. Впоследствии оформился один канал, вокруг которого вырос шлаковый конус высотой около 150 м. Лавовые потоки формировались из бокк, прорывавшихся в различных частях основания конуса. Здесь также сформировался сложный лавовый покров (см. рис. 39).

Пенистые лавовые потоки

Пенистые лавовые потоки образуются обычно при излиянии вязких лав кислого состава. Пенистость лав возникает преимущественно в верхних частях потоков и куполов, однако известны случаи образования пенистости в нижних частях, но при наличии маломощного слоя плотной лавы в средней части. К уникальным пенистым лавовым потокам можно отнести дацитовые лавы вулкана Арагац (Армения), известные под названием туфолав, в которых пенистость развита по всей мощности потока с уменьшением ее к основанию и увеличением в верхней части.

Наиболее детально изучены пенистые липаритовые и дацитовые потоки Армении [51, 131] и центральной Италии, кальдер Лаго-ди-Вико и Лаго-ди-

Большена [155]. Пенные потоки известны также в Пеллоустонском парке, в Кени у вулкана Сува, частичное вспучивание лав в потоках и куполах наблюдалось в Закарпатье, Приморском крае и других регионах развития кислого вулканизма. В зарубежной литературе им мало уделяют внимания.

В настоящее время большинство изученных пенных лавовых потоков обладают зональным и редко кластолавовым строением, однако в классификацию мной включены и однородные пенные потоки, существование которых вполне возможно, хотя они пока не нашли отражения в литературе.

Зональные пенные потоки кислого состава

На территории Армении такие потоки развиты в четырех зонах: Арагацкой на северо-западе Армении (вулканы Мец и Покар Артени), Гегамской и Верденской в центральной части (вулканы Атис, Гутансар, Фонтан, Алапарс, Спитаксар, Гексасар) и в юго-восточной (вулканы Безник, Мец, Токар). Обычно это бескратерные вулканы высотой 150—500 м с вулканитами липаритового и липарито-дацитового состава с лавовыми потоками сложной конфигурации длиной 3—5 км, шириной 2—3 км и мощностью 50—200 м и более. Многие пенные лавовые потоки в связи с разведочными работами на пемзы изучены детально. Определены их объемы и плотности пенных лав. Основные характеристики некоторых пенных лавовых потоков, по данным С. Г. Карапетяна [52], приведены в табл. 8.

Из приведенных в табл. 8 данных видно, что формы кислых лавовых потоков весьма сложные. Это объясняется вязкостью магмы и пересеченностью рельефа.

Строение лавовых потоков описывалось многими авторами. Зональность фонтанного лавового потока описана В. П. Петровым [105] и осматривалась мной в 1959 и 1967 гг. Поток расположен у р. Раздан к северу от Еревана. Нижняя часть потока сложена липаритом флюидалной текстуры. Флюидалность выражена чередованием линзовидных полос толщиной в несколько миллиметров, отличающихся степенью кристаллизации и окраской. Мощность липаритовой зоны около 100 м. Выше липарит сменяется переходной зоной и затем обсидианом. Здесь, как и во многих других областях, наблюдается переслаивание линз липарита и обсидиана. У контактов с липаритом вначале появляются линзочки обсидиана, измеряемые первыми сантиметрами, а иногда миллиметрами, по мере удаления от зоны мощность их возрастает и в средней части потока мощность линз и пластов достигает 10—15 см, а далее к зоне обсидиана мощность линз липарита снижается. Выше залегает

Таблица 8

Основные характеристики некоторых перлит-пемзовых потоков

| Лавовые потоки | Вулканы | Длина, км | Мощность, м | | Площадь, км ² | Объем, км ³ |
|----------------|-------------|--------------|-------------|---------|-----------------------------|---------------------------|
| | | | предел | средняя | | |
| Арагацкий | Мец, Артени | 5—8 | 15—200 | 75 | 14 | 1 |
| Гутансарский | Гутансар | 1—7 | 20—150 | 50 | 31 | 1,5 |
| Атисский | Атис | 5,5 | 15—100 | 60 | 15 | 0,7—1 |
| Гексасарский | Гексасар | 2,5—5 | 50—200 | 100 | 15 | 1,5 |

зона флюидального обсидиана мощностью около 100 м. Обсидиан сменяется пенистой лавой-пемзой, к сожалению, в этом месте контакт нарушен сбросом. Мощность пемзы около 100 м. Переход обсидиана в пемзу описан в обнажении, расположенном в 65 км от Еревана на север у р. Сухой Фонтан. Обсидиан залегает в нижней части обнажения. Он обладает хорошо выраженной флюидалностью, обусловленной чередованием красного и черного обсидиана. Вязкость полос, видимо, была неодинаковой, что выражено поперечными разломами более тонких отдельных полос, в которых движение расплава, вероятно, было замедленным. Волнистость и «закручивание» флюидалности говорит о турбулентном движении лавы. Здесь же залегают серые обсидианы с шелковистым блеском, обладающие цилиндрическими породами диаметром 0,05—0,1 м, ориентированными по флюидалности. Количество пор составляет 2—7%. Благодаря шелковистому блеску пемзы шли на различные поделки. Выше по разрезу пористость в отдельных прослоях обсидиана возрастает (по количеству и размерам пор), постепенно переходя в пемзу и при этом, увеличиваясь в объеме, раздвигает плотные полосы обсидиана. По мере движения вверх пористость увеличивается и мощность прослоев пенистой лавы возрастает (рис. 44). При переходе в сложную пенистую лаву остаются тонкие прослои обсидиана. В тех местах, где флюидалность приобретает крутые наклоны, создается впечатление, как будто обсидиан в виде метелок (конские хвосты) проникает в сплошную пемзу. Однако сохранившаяся флюидалность позволяет хорошо видеть расщепление обсидиановых линз по отдельным полосам лавы (рис. 45).

Литоидная пемза*, так же как и обсидиан, представлена незакристаллизованным стеклом. Поры цилиндрической и веретенообразной формы диаметром 0,01—0,1 м и длиной 2—3 мм ориентированы по флюидалности и там, где флюидалность отражает завихрение, поры скручиваются. При увеличении пор промежутки стекла между ними приобретают нитевидный облик,



РИС. 44. Пенистый лавовый поток. Зональная текстура. Светлое — литоидная пемза, темное — обсидиан, к северу от г. Еревана, высота обнажения 15 м

* Под этим термином «литоидная» лава подразумевается плотная лава без пор. В данном случае авторы в термин «литоидная» вкладывали понятие нерасчлененности (раздробленности) пемзы, в отличие от кусковой (пирокластической) пемзы.

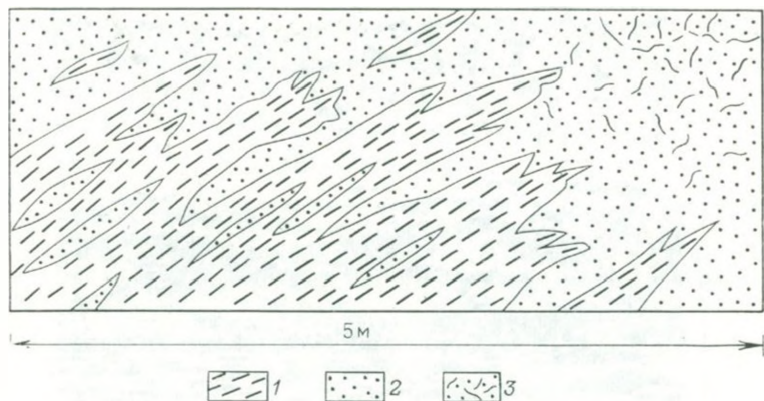


РИС. 45. Переход обсидиана в пемзу:

1 — обсидиан; 2 — пемза; 3 — трещиноватая пемза

иногда волокнистый, с шелковистым блеском. В описываемом обнажении мощность пенной лавы имеет несколько первых десятков метров. Наличие в ней флюидальности и постепенный переход ее в пемзу не оставляет сомнения в принадлежности литондной пемзы к лавовому потоку. По мере движения в верх по размеру пористость лавы возрастает, появляется трещиноватость и, наконец, отделяются глыбы и обломки пемзы, стремящиеся принять округлую форму. Таким образом, пенная лава приобретает мелкоглыбовую поверхность, которую легко принять за поверхность пирокластического потока. Мощность потоков, пористость пенных лав и удельная плотность определялись в процессе разведки месторождений пемзы [52]. На Фонтанском месторождении мощность пемзы 38 м, объемная плотность 1473 кг/м^3 , пористость 37,9%; Лусаванском — средняя мощность 23 м, объемная плотность 1890 кг/м^3 , пористость 20,26%; на Джаберском — мощность более 20 м, объемная плотность 1420 кг/м^3 , пористость 40,37%; Гююшском — средняя мощность более 27 м, объемная плотность 1309 кг/м^3 , пористость 44,57%. Несмотря на высокую пористость лавовых пемз, она гораздо ниже пемз пирокластического происхождения (кусовая пемза).

Аналогичные зональные пенные лавовые риодацитовые потоки изучены в центральной Италии Е. Локарди и М. Миттемпергером [155]. В кальдерах Лаго-ди-Вико и Лаго-ди-Большена залегают пенные лавовые потоки мощностью 10—20 м, в которых вскрываются потоки по всей мощности и прослеживаются на километры. Здесь хорошо изучена их зональность. В основании залегает шлак или шлак с глыбами риодацита, выше — флюидальная, тонкополосчатая пиперноподобная лава, которая переходит в лаву риодацита, содержащая отдельные линзы пемзы. По мере движения вверх по разрезу, подобно армянским лавам, пористость возрастает, и увеличиваются количество и размеры линз. Вблизи трещин также увеличивается пористость. В дальнейшем образуется пенная лава с линзами плотной лавы и затем сплошная пенная лава, в которой появляются трещины. С увеличением трещин формируется глыбовая поверхность, состоящая из пемзовидных глыб (рис. 46).

Модель зональных пенных потоков следующая (снизу вверх): 1) шлак с глыбами плотной лавы; 2) флюидальная тонкополосчатая пиперноподобная лава; 3) флюидальная лава; 4) лава с линзами пенной лавы; 5) пенная лава с линзами плотной; 6) пенная лава; 7) трещиноватая пенная лава; 8) пемзовый лавокластит.

Генезис образования пенных пемз впервые был установлен В. П. Петровым [104] и впоследствии подтвержден Е. Локарди и М. Миттемпергером

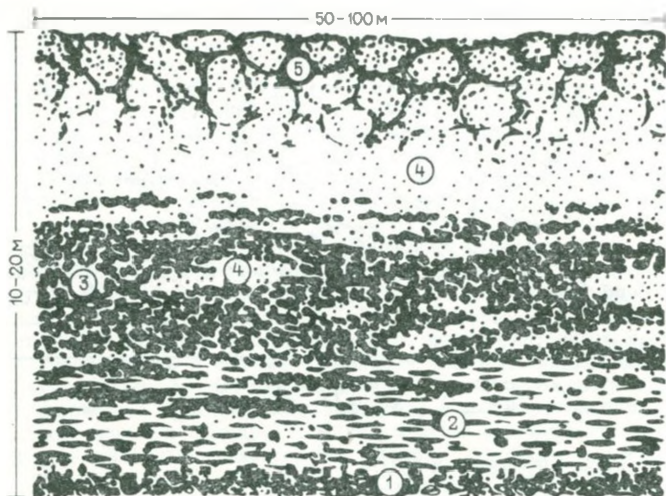


РИС. 46. Зональность в риодацитовом лавовом потоке (по Е. Локкарди [155]):

1 — глыбы и обломки; 2 — пиперно-подобная лава; 3 — лава; 4 — пористая лава; 5 — обломочная пористая лава

[155]. Поскольку вспучивание обсидиана и перлита наблюдается в верхних частях лавовых потоков и апикальных частях куполов, надо полагать, что в этих зонах в связи с падением температуры и давления происходит приток летучих. Это снижает вязкость расплава и при наличии повышенного количества газов происходит пемзообразование, что подтверждается струйчатым распределением пористости, приуроченностью максимальной пористости к трещинам и наличием повышенного содержания воды в пемзе (на 3—4%). Характер пористости позволяет отличать литондные (лавовые) пемзы от пирокластических. В литондных пемзах поры цилиндрические и веретенообразные, что создает волокнистое строение, а в пирокластических пемзах наряду с волокнистым строением чаще поры шаровые, неправильной формы и более крупные. Кроме того, пирокластические пемзы более легкие, с объемной массой обычно 0,5—0,8 г/см³, в то время как литондные пемзы имеют объемную массу больше 1 г/см³.

Совершенно иного типа происходит образование пенистых пемз при пемзообразовании лав в нижней части лавового потока.

В северо-западной части Армении вблизи с. Верац Талин К. Г. Ширинян [130] описал дацитовый лавовый поток, в котором нижняя часть расплава вспучилась до пемзы, средняя превратилась в брекчированный гиалокластит, а верхняя сложена дацитом. Образование пористости объясняется насыщением лавы парами воды за счет влажного субстрата, на что указывает содержание воды в даците — 0,5%, в гиалокластите — 2%, в пемзе — 5—6%.

Аналогичное пемзообразование неоднократно наблюдалось мной в кластолавах, нижних частях лавовых потоков и по периферии куполов, сложенных лавами кислого и реже среднего состава. Здесь грубый обломочный материал цементируется весьма пористой лавой, в которой можно проследить постепенные переходы вспучивания мелких обломков пемзы. Вероятно, и в этом случае пемзообразование обусловлено увеличением газонасыщенности и уменьшением вязкости за счет ассимиляции влаги.

Многочисленные химические анализы плотного перлита и вспученного перлита в кластолаве показали, что в плотных перлитах при температуре 110° воды содержится гораздо меньше, чем во вспученном. Например, в плот-

ном перлите из кластолавы Закарпатья при температуре 110° содержится 0,19% воды, а при температуре 200° — 2,18% воды. Во вспученной (пенистой) части той же кластолавы количество воды составляет соответственно 2,83 и 3,39%.

Кластолавовые дацитовые пенистые потоки

К кластолавовым пенистым потокам отнесены так называемые армянские арктические туфолы или туфолавы. Следует отметить, что и они в большинстве разрезов имеют зональное строение. Но на отдельных участках пористость может быть незначительной только у самого основания потока, и эти потоки можно отнести к незональным.

Вопросу генезиса армянских туфолав уделено внимание Г. В. Абиш [133], Д. С. Белянкин, В. П. Петров [8], П. И. Лебедев [66], Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [68], В. П. Петров [104, 105], К. Г. Ширинян [128] и многие другие. Все исследователи отмечали их лавовую природу, но А. И. Заварицкий, изучая игнимбриты Армении, ошибочно отнес к ним весьма похожие на них туфолавы. Это не только оживило дискуссию, но и привело к тому, что во многих других областях истинные игнимбриты были отнесены к туфолавам. Наши наблюдения позволили сделать уточнения в отношении условий размещения примеси обломочного материала и процесса образования пористости основной массы, что отличает их от описанных выше пенистых потоков.

Обширные покровы туфолав развиты в западной части вулкана Арагац, расположенного на северо-западе Армении. Наиболее крупные площади туфолав залегают в районе населенных пунктов Артик, Маралик, Заринджа, Мастара и Нижний Талин. Площади покровов измеряются сотнями квадратных километров.

Частично туфолавы (кластолавы) перекрыты более молодыми андезитобазальтами. В плане покровы вырисовываются в виде неправильных контуров. Мощность туфолав чаще 8—10 м, но иногда достигает 30—35 м [47]. Источники извержения точно не установлены, однако известно, что лавовые покровы спустились со склонов Арагаца. На более высоких склонах лава менее пористая и даже почти плотная, не содержащая шлаковых включений. По мере движения в пониженные части рельефа количество обломочного материала возрастает и пористость увеличивается. Увеличение пористости и обломочного материала возрастает также в верхней части лавовых потоков.

В районе с. Кипчаг, расположенного на возвышении, по данным Д. С. Белянкина и В. П. Петрова [8, 105] обнажена нижняя часть покрова, где видно полосчатое строение (рис. 47). Светлые полосы (розовато-белые) вытянуты в направлении течения потока длиной от 0,3 до 3 м, шириной от 4 до 40 см и мощностью 2—4 см. Темные полосы преобладают в нижней части разреза, а в верхней — светлые. Химический состав щелочного дацита светлых и темных полос аналогичен. Темные полосы представляют плотным стекловатым дацитом с небольшим количеством порфирированных выделений андезин-лабрадора, авгита, гиперстена. Светлые полосы сложены весьма пористым дацитом с теми же порфирированными выделениями, а основная масса полностью раскристаллизована и состоит из агрегата мелких кристаллов апартоклаза, кристобалита, участками вместе с тридимнитом и небольшим количеством гематитизированного пироксена. Особенности кристаллизации светлых полос Д. С. Белянкин и В. П. Петров [8] объясняют воздействием газов.

Туфолава (кластолава) представляет собой тонкопористый дацит, переполненный обломками шлака близкого состава, со светлыми участками более пористого дацита.* Цвет основной массы розовый и фиолетовый с различными сочетаниями и оттенками этих цветов. На фоне основной массы резко выделяются обломки шлака — от розового до бордового цвета в зависимости от количества закисного и окисного железа. Обломки шлака распределены

* Эти туфолавы хорошо известны в СССР, они широко применяются в качестве облицовочного материала.

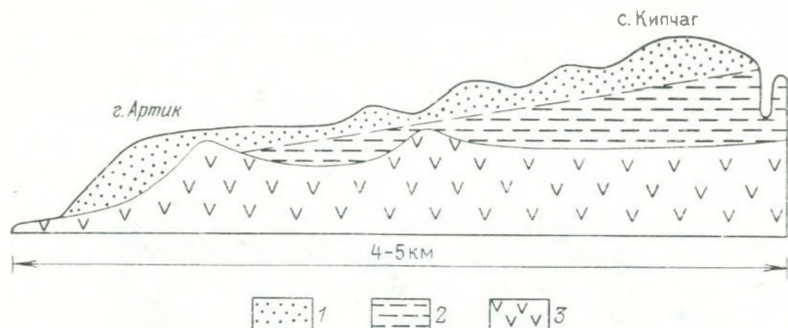


РИС. 47. Строение дацитового потока в районе г. Артик [105]:
 1 — арктическая туфолава; 2 — щелочной дацит; 3 — дотуфовое основание

в породе более или менее равномерно, что придает породе порфиновый облик. Однако наблюдается увеличение обломков в верхней части потоков и в удалении от центра извержения. Размеры обломков имеют в основном в поперечнике от 1 до 5 см. Форма их сплюснутая, но иногда в верхней части потока наблюдаются менее деформированные, а в нижней — линзовидные. Обломки обладают пористостью. В менее деформированных обломках форма пор близка к шаровой, а в линзообразных — сплюснутая. Обломки шлака более пористые, чем основная масса, и по мере уменьшения их возрастает плотность породы. Иногда присутствуют обломки основных лав и пород фундамента вулкана. Основная масса лавы обладает мелкими порами, преимущественно от 1 мм до сотых долей миллиметров. Форма пор неправильная, даже когда они микроскопические, чем резко отличаются от пор в лапиритовых пенистых потоках. Наряду с рассеянной пористостью присутствуют участки шаровых пор, образующие плоские линзы, и выделяющиеся светлосерым цветом. Скопление таких пор также приурочивается к обломкам шлака. Основная масса породы стекловатая, с показателем преломления 1,508—1,516. Светлые пористые участки, так же как описанные выше светлые полосы в плотном даците, раскристаллизованы. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом, пироксеном и рудным минералом.

Наличие в туфолаве обломков шлака объясняется многими авторами выпадением пирокластики на поверхность пенистой лавы и последующим погружением их во время движения. Наблюдения условий формирования лавовых потоков в современных вулканических областях, в том числе в 1976 г. во время прорыва лавовых рек у основания Южного конуса БТН, показали, что если даже на жидкую базальтовую лаву непрерывно сыплется пирокластика со шлакового конуса, она так и останется на поверхности потока, независимо от размеров и пористости обломков. Можно предположить, что на Арагаце лава проникла в шлак, когда она еще находилась в пределах кратера.

Пористость в туфолаве наблюдается двух типов. Полосчатая пористость развивается в полосчатой лаве и образует осветленные линзы. Происхождение этой пористости можно объяснить концентрацией газов в более жидких прослоях. Это подтверждается и тем, что в верхних частях потоков пористость возрастает. Пористость основной массы лавы рассеяна в виде мельчайших пор неправильной формы. Отмечалось, что пористость возрастает там, где большое количество включений шлака, а где шлака нет тонкая пористость отсутствует. Следовательно, шлак, безусловно, влиял на образование пористости основной массы. Вероятнее всего, что пористый шлак содержал какое-то количество влаги. Это вполне вероятно на таких высоких горах, как Арагац (4095 м), увенчанный снежной вершиной. Можно предположить, что шлак, попадая в лаву, отдавал свою влагу, которая, превращаясь в пар, формировала пористость.

Таким образом, в пенистых потоках туфолов (кластолав) основная масса имеет пористость двух типов: 1) за счет концентрации газов в самой лаве и 2) за счет испарения влаги в шлаковых обломках. Общая пористость породы также возрастает за счет обломков шлака.

Игниспумитовые лавовые потоки

Они занимают промежуточное положение между лавовыми и пирокластическими потоками. Образование их в историческое время не наблюдалось. Изучение игнимбригов Венгрии позволило Г. Панто [167] выделить лавоподобные игнимбриговые потоки, образование которых, как он полагал, произошло в процессе формирования весьма раскаленного обломочного материала, который, будучи сильно газонасыщенным, представлял нечто среднее между лавовыми потоками и пирокластическими.

Для этих пород он предложил два термина — игниспумит и поточный туф; разделение их проведено по агрегатному состоянию дисперсионной среды: газовой фазе для поточных туфов и жидкой флюидалной — для игниспумитов. Петрографически игниспумиты близки к риолитам. Они представляют собой стекловидную породу с литофизами, которую весьма трудно отличить от лавы. В связи с тем что обломочный (вначале пористый) материал сплавлен в плотную монолитную массу, наиболее точную диагностику можно провести геологически, изучая кровлю и почву потоков, где спекание обычно менее интенсивное.

Г. Панто отмечает широкое распространение игниспумитов в Венгрии, где они занимают вместе с игнимбригами площадь более 10 000 км², причем игниспумиты, так же как игнимбриги, образуют обширные пирокластические потоки, в отличие от риолитовых лавовых потоков.

Поскольку образование игниспумитов в природе не наблюдалось, нет данных для суждения о газовом и лавовом дисперсном состоянии исходного материала. Фактически игниспумиты были выделены по более интенсивному спеканию, чем игнимбриги. Этот признак для диагностики остается пока единственным.

Строение игниспумитовых потоков может быть зональным, полосчатым и флюидалным.

Зональное строение образуется вследствие неравномерного спекания по мощности потока. В основании потока обломочный материал, даже если он и выпадает в раскаленном состоянии, быстро охлаждается, не успев сплавиться в спекшийся туф. Выше идет зона спекшихся туфов, в которых хорошо различим обломочный материал. Далее следует зона игнимбригов и в центральной части — игниспумиты. В верхней части наблюдается такая же смена зон в обратном порядке. Это можно наблюдать во многих разрезах такого типа пирокластических потоков, в частности на Камчатке, например в бухте Нерпичей, в Кроноцком заливе.

Полосчатое строение игниспумитов образуется в тех потоках, где первичный обломочный материал имел размеры более 10 мм в поперечнике. В этом случае обломки, расплавляясь, сплющиваются и растягиваются в полосы толщиной от 2—3 мм до нескольких сантиметров. Благодаря различному составу и цвету обломков создается тиничная полосчатая текстура. Таких примеров также можно привести множество. Среди игнимбриго-игниспумитовых потоков девонского возраста к востоку от г. Алма-Аты весьма распространены полосчатые игниспумиты, в которых полосы отличаются составом и разной степенью окисленности железа (см. рис. 75, а). В Восточном хребте Камчатки также часто встречаются полосчатые игниспумиты.

Игниспумитам, так же как игнимбригам, свойственна флюидалность. Весь обломочный материал независимо от состава — стекло, пемза, кристаллы, чуждый материал — в процессе сплавления сплющивается и ориентируется параллельно плоскости потоков. В игниспумитах это проявляется более интенсивно, чем в игнимбригах. Под микроскопом видно, что порода имеет облик кислого эффузива с хорошо развитой флюидалной структурой (рис. 48).

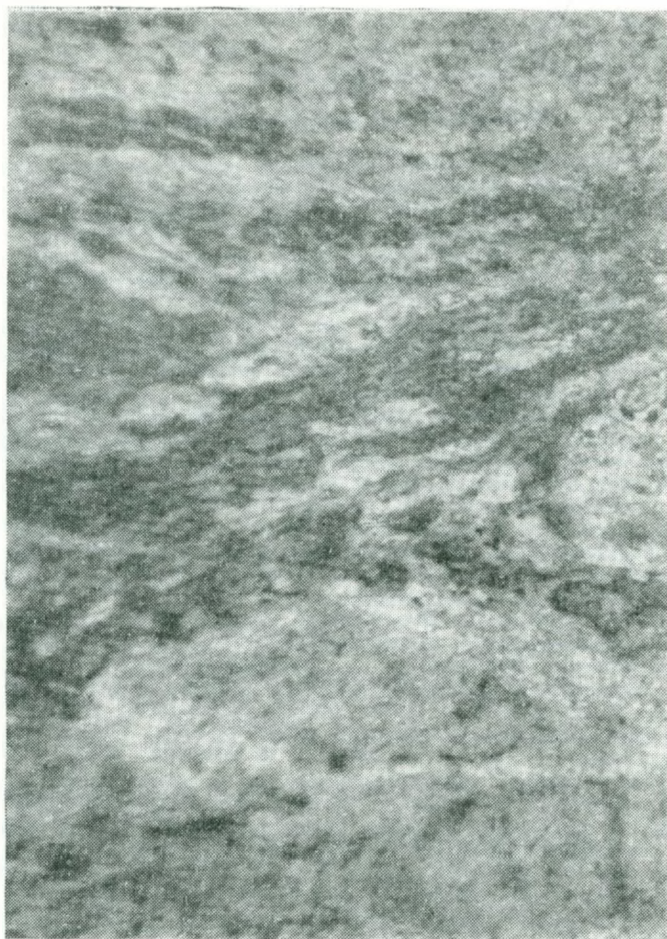


РИС. 48. Игнейсумит под микроскопом. Южный Казахстан ($\times 20$)

Элементы течения лавы проявляются и макроскопически вследствие неоднородности состава породы, что фиксируют текстуры обтекания. Следует отметить, что в отличие от лавовых потоков в игнейсумитах наблюдается только слабая волнистость слоев и отсутствуют сложные завихрения, возникающие при турбулентном движении лавы.

Расчлененные лавовые потоки

Наряду с монолитными лавовыми потоками в природе широким развитием пользуются лавовые потоки, расчлененные на отдельные фрагменты в процессе формирования. Их можно по структуре фрагментов разделить на два типа — с бесформенными глыбами и фигурными. По типам цементации они также разделяются на сцементированные лавой и сцементированные геохимически вторичными минералами, причем лава может быть первичной и вторичной. По фациальным условиям они отлагаются в наземных, подводных и подледных условиях, приурочиваясь к различным ландшафтам.

Подобного рода лавовые потоки известны среди пород различных типов вулканизма. Океанский вулканизм дает большое количество лав основного состава. В подводных условиях, как показали исследования последних лет, в процессе излияния происходит дробление лавового материала в одних случаях с образованием гналокластитов, а в других, где более крупные глыбы, — лавокластитов. В близких условиях образуются лавокластиты при геосинклинальном вулканизме и орогенном в прибрежно-морских условиях. В наземных условиях при появлении орогенного, посторогенного, платформенного и рифтового вулканизма лавокластитовый материал образуется по всей мощности потоков, ограничиваясь только верхней или нижней частью их.

Наиболее изучены лавокластитовые лавовые потоки в наземных и прибрежно-морских орогенических областях. В наземных условиях лавовые потоки, раздробляясь на отдельные бесформенные глыбы, часто тут же сплавляются в общую массу, в которой хорошо различимы отдельные глыбы. В прибрежно-морских условиях, как, например, на побочном прорыве Таке-томи, вулкана Алайд, базальтовые лавовые потоки, спускаясь в воду, растрескивались на отдельные фрагменты — от крупных глыб до миллиметровых обломков, при этом не теряя компактности. На стыках обломков можно наблюдать только небольшое окисление железистых минералов и разложение стекла, окрашивающих контактные поверхности в коричневый цвет. Эти лавовые потоки петрографически сложены брекчиевой лавой (лавобрекчией).

В наземных условиях в процессе расчленения лавовых потоков на глыбы и особенно при последующем движении их происходит скальвание поверхности обломков и заполнение ими промежутков между крупными глыбами. Этот процесс часто сопровождается притоком кислорода, вторичным разогревом мелкообломочного материала и расплавлением его. Так возникает вторичная лава, цементирующая крупные глыбы, порода в целом в этом случае следует отнести к кластолавам. В лавовых потоках кислого состава мелкообломочный материал, вспучиваясь, приобретает светло-серый цвет, а если глыбы сложены черным обсидианом или перлитом кластолавового строения четко выделяется. Такие кластолавы наблюдались мной на Камчатке, в Закарпатье, Армении, Приморье, Чехословакии и в других регионах.

В основных лавовых потоках мелкообломочный материал часто сплавляется без вспучивания, с разной степенью окисления, окрашивая породу иногда в ярко-красный цвет.

Изучение вторичных лав на побочных кратерах Ключевского вулкана показало, что под микроскопом видны изменения главным образом в стекле. Оно интенсивно пропитано бурыми окислами железа. Плагноклаз обычно свежий и редко разложившийся и замещен глинистой массой. Темноцветные минералы обычно оставались совершенно свежими. Химические анализы показали увеличение оксидного железа, которое здесь составляло иногда более 4%.

В тех случаях, когда лавовые потоки не дают большого количества мелкообломочного материала, между глыбами лавы остаются пустоты, которые впоследствии выполняются мелкообломочным материалом, лавокластическим, вулканотерригенным или осадочным, превращаясь в литифицированную лавокластитовую породу.

Лавокластитовые потоки на крутых склонах имеют корытообразную поверхность. Это обусловлено тем, что в процессе излияния лавового потока по его бортам нагромождается лавокластитовый материал по всей мощности потока, а в средней части глыбовый материал слагает только верхнюю и нижнюю части потоков, составляя 30—50% мощности потока. На крутых склонах жидкая лава, находящаяся в средней части потока, полностью перемещается (истекает) в пониженные части рельефа, оставляя на месте только глыбовый материал. Это наблюдалось в процессе формирования второго потока Северного прорыва БТТИ, 1975 г. [32] (см. рис. 41, а). Аналогичные лавокластитовые потоки можно наблюдать на многих вулканах Камчатки и Курильских островов.

Глыбовый материал наземных лавокластитовых потоков характеризуется следующим: размер глыб в зависимости от типа лавовых потоков измеряется от 1 дм до нескольких метров. Форма глыб при небольших их размерах может быть округлой, а в жидких лавовых потоках — окатанной (обмятой). Крупные глыбы угловатые, остроугольные. Пористость различная — от шлака до весьма слабой. Поверхность глыб шероховатая, рваная, иногда чешуеобразная, островокистая.

Лавовые потоки на болотистых почвах формируются под воздействием взрывной силы пара, образующегося из подпочвенной влаги и под влиянием растрескивания, вследствие быстрого охлаждения. Это ведет к образованию различного типа поверхностей глыб. В первом случае они неровные, шероховатые, а во втором раскалывание происходит по неровным поверхностям. Здесь не наблюдается образование кластолав и вторичного спекания.

Субаквальные лавокластитовые потоки формируются на различных глубинах — от прибрежных до океанических глубин. Эти лавовые потоки имеют ряд отличительных особенностей. В них не образуются лавокластиты за счет вторичной лавы, не проявляется окисление вследствие вторичного разогрева. Мелкий обломочный материал обычно приобретает гиалокластитовый характер. Пористость в глыбах снижается одновременно с глубиной.

Подледные лавовые потоки широко известны в Исландии. Извержение под мощным ледовым покрытием сопровождается плавлением льда и скоплением подо льдом больших масс воды, что иногда сближает эти извержения с подводными. При этом, так же как и в подводных условиях, образуются гиалокластиты и подушечные лавы.

В орогенных вулканических областях, где лавовые потоки изливаются на ледники, создается иная обстановка. Для примера можно привести некоторые данные по побочному прорыву ВВС-4* Ключевского вулкана в августе—декабре 1974 г. Прорыв произошел на юго-западном склоне вулкана в истоках ледника Богдановича [17]. На трещине длиной 400—500 м образовалось два кратера: верхний на высоте 3600 м и нижний на 3400 м. Основная масса лавы изливалась из нижнего кратера, проплавив во льду каньон глубиной 20—30 м. Излияние лавы продолжалось в течение четырех месяцев. На крутом склоне вулкана (25—30°) отдельные порции лавового потока изливались со скоростью 30—120 м/с, образуя лавопавы. В процессе плавления ледника происходили различной силы фреатические взрывы, дробившие лаву. 12 октября был отмечен наиболее мощный фреатический взрыв, в результате которого часть ледника протяженностью 700 м, находившегося под потоком, вместе с глыбовым материалом лавы взметнулась в воздух на высоту до 500—600 м. Первые порции лавы не успели полностью проплавить ледник, и на отдельных участках наблюдалось излияние последующих порций лав под застывшими участками лавового потока первых порций. В результате извержения сформировался лавовый поток длиной 2—2,5 км и шириной 0,5—0,6 км. В значительной мере он сложен обломочным материалом, а на отдельных участках полностью. Излияние лавы в ледовой обстановке повлияло не только на монолитность лавы, но и на форму лавового потока. Постоянное соприкосновение со льдом приводило к дроблению лавы и нагромождению материала, что сокращало площадь потока. Сравнение объема материала, крутизны склона (20—25°) и вязкости лавы с лавовыми потоками того же вулкана, изливавшимися не в ледовой обстановке, позволяет предположить, что длина его была бы в 3—4 раза больше.

Интересно отметить, что в процессе формирования потока гиалокластиты не образовались, так же как и при извержении лавовых потоков в море вулкана Алянд в прорывах Такетоми (1934 г.) и Олимпийском (1972 г.).

* Четвертое Всесоюзное вулканологическое совещание.

Подушечные лавовые потоки

Расчленение лавовых потоков с образованием фигурных обособленных комков лавы — подушек установлено среди подводных, подледных и наземных отложений*. Наиболее распространены подушечные лавы в подводных условиях. Это обуславливается уменьшением объемной плотности лавы в водной среде, что способствует отделению и перемещению комков лавы и закалки ее поверхности. В подледных условиях, когда центры излияния прикрыты мощным панцирем льда, во время извержения лед, плаваясь над кратером, образует водный резервуар с ледяными стенками, и изливающаяся лава попадает в водную среду, где и происходит образование подушечных лав. Наземные подушечные лавы в природе встречаются очень редко. Достоверный факт их образования установлен на Камчатке во время извержения вулкана Карымского в январе 1963 г.

Подушечные лавы пользуются широким распространением: они отмечены на всех континентах и формируются среди отложений океанского, геосинклинального, орогенного, платформенного и рифтового вулканизма**. Изучение подушечных лав и точное определение их генезиса дает большую палеовулканологическую информацию.

Обособленные лавовые потоки встречаются исключительно редко. Обычно это части жидких, обычно базальтовых, лавовых потоков, соединенные с ними переходами. Они составляют фронтальные нижние и реже верхние части лавовых потоков.

Разнообразие особенностей строения и условий залегания лавовых потоков и скудость наблюдений за формированием подушечных лавовых потоков привели к множеству гипотез их образования. Сводки по этим вопросам даны в работах М. А. Гиляровой [35], В. И. Лебединского [67], Р. Шрока [132]. При этом следует отметить, что прежде не отличались подушечные лавы от подушечных агломератов, имеющих не лавовую, а пирокластическую природу, что еще больше затрудняло трактовку их генезиса. В образовании подушечных лав основным фактором является излияние лавового потока и последующее его расчленение на отдельные обособленные тела, обладающие поверхностью охлаждения. Образование наземных подушечных лав наблюдалось в 1963 г. на вулкане Карымском. Комбинированное образование подушек, когда изливающаяся лава кусками падала в воду и образовывала шарообразные тела, наблюдал в 1859 г. У. Л. Грин на острове Гавайи [73]. Наиболее интересные наблюдения над подушечными лавами в подводных условиях проведены командой водолазов, в которую входил вулканолог Дж. Г. Мур, в апреле 1971 г. На южном склоне вулкана Килауэа в течение шести недель изливался в море лавовый поток. По докладу Дж. Г. Мура «поток продвигался под водой в виде стены, состоящей из глыб, которая на расстоянии 90—150 м от берега в глубь моря образует новый уступ. Угол естественного откоса стены равен 45°, а основание ее перекрывает древнее океаническое дно до глубины около 30 м. Языки лавы, округлые в поперечном сечении, протягиваются от фронтальной части стены. Некоторые из них имеют длину около 60 м; диаметр равен 0,9—1,2 м. От них отделиваются типичные „подушки“» [73, с. 105].

Приведенный пример показывает условия образования подушечных лав в фронтальной части лавовых потоков. При движении лавового потока отчлененные подушки будут перекрываться лавовым потоком, и таким образом может формироваться горизонт подушечных лав, перекрытых монолитной или брекчиевой лавой. В верхней части лавового потока подушечные лавы образуются, вероятно, так же, как и шары из жидких волнистых лавах. Вместе с тем в природе часто встречаются мощные горизонты подушечных лав, занимающих большие площади. До сих пор не было дано обоснованного

* Под термином «подушки» подразумеваются различные обособленные фигурные тела, обладающие закалкой. Они могут иметь форму шаров, эллипсов, баллонов, валов, караваев, мешков, в том числе подушек.

** Характеристика типов вулканизма дана в работе автора [87].

объяснения генезиса мощным горизонтам такого типа подушечных лав, так как образование в природе их не наблюдалось. Не исключена возможность, что они связаны с мощными трещинными подводными извержениями фонтанирующей лавы на наклонной поверхности дна, по которой могли бы скатиться лавовые тела.

Наиболее полно генезис подводных подушечных лав рассмотрен М. А. Гиляровой [35]. Для образования подушечных лав она считает, что необходимы: 1) определенная степень вязкости (лавы должны быть достаточно жидкие); 2) достаточно длительный интервал времени, в течение которого лава остается жидкой; 3) небольшая скорость истечения лавы, обуславливающая пульсацию; 4) обстановка, при которой поверхностное натяжение в обособлениях лавы будет проявляться сильнее всего. По всей вероятности, разнообразие подушечных лав не ограничивается перечисленными причинами. Видимо, имеют важное значение глубины, типы извержения, рельеф дна и пр.

Изучив подушечные лавы ряда пунктов Камчатки, Урала, Закавказья, Карелии и учтя опыт других исследователей, можно отметить следующие особенности: 1) образование более правильных шаровых форм по мере уменьшения размеров подушек; 2) преимущественное расположение длинных осей подушек параллельно первичному наклону лавового потока; 3) обособленность тел с образованием корки закалки; 4) выпуклость верхней поверхности подушек и вогнутость нижней, повторяющей форму микрорельефа; 5) шероховатость и иногда бугристость поверхности подушек; 6) сплюснутость пор и зональное их расположение, параллельное поверхности подушек; 7) преобладание двух систем трещин — сферической и радиальной*; 8) заполненность пор кальцитом, арагонитом, халцедоном или другими минералами; 9) плотная упаковка подушек с небольшим количеством в промежутках между подушками мелкообломочного, преимущественно псаммитового материала; 10) наличие небольшого количества мелкообломочного гналокластового материала или кремнезема между подушками; 11) неоднородности минерального и химического состава, наблюдающиеся в подушках в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации.

Наиболее полные исследования неоднородностей подушек района бухты Лаврова на северо-восточном побережье Камчатки провели Г. П. Авдейко и др. [61]. Пробы были отобраны из различных частей подушек, находящихся в средней части потока, имеющего мощность 50 м, и в 4—5 м от кровли (поверхности) потока. В пробах, взятых у кровли потока, фенокристаллы и микролиты плагиоклаза в центре подушек имеют минимальное содержание, а по периферии — максимальное, в то время как в средней части потока наблюдалась обратная зависимость. В средней части потоков наблюдается увеличение кремнезема, патрия и уменьшение алюминия, калия, магния, окислов железа в центральных частях подушек. Кальций в подушках кровли в центральной части уменьшался, а в подушках средней части потока дал сложную кривую при резком уменьшении в центральной части подушек. Авторы полагают, что неоднородности химического состава в пределах подушек обусловлены распределением элементов во время остывания и кристаллизации потока. Альбит отмечен только в промежуточных частях длительно остывающих подушек из середины потока. Эти базальты отнесены к спилитам. Зоны закалки и центральная часть подушек сложены палеотипными базальтами с фенокристаллами сосюритизированного основного плагиоклаза, таким же как и в базальто остывающих подушках из кровли потока. Это указывает на то, что периферия и центральные части подушек кристаллизовались раньше, чем промежуточная зона. Таким образом, в пределах одной подушки образуются спилиты и палеотипные базальты.

Морфология потоков подушечных лав изучена недостаточно. Вместе с тем можно констатировать, что мощность потоков колеблется от первых до 100 м и более. На о. Гуам (Марианские о-ва) мощность подушечных лав более 300 м. Во многих регионах мощность потоков подушечных лав больше, чем в соответствующих им по вязкости обычных лавовых потоках. Переслаив-

* Для наземных подушечных лав радиальная трещиноватость нехарактерна.



РИС. 49. Подушечные лавы:
а — Онежское озеро, Карелия; *б* — о. Карагинский, Камчатка

ваются они с лавовыми потоками или лавокластитами, образовавшимися за счет дробления лавовых потоков. Так, например, metabазальтовые породы свиты Камаякова на о. Сикону (Япония) содержат подушечные лавы на площади 14 км², составляя $\frac{2}{3}$ разреза в толще мощностью 330 м, сформировавшиеся в четыре цикла [120]. Площади развития подушечных лав измеряются десятками и сотнями квадратных километров.

Для подушечных лав подводного происхождения характерна плотная упаковка подушек. Осмотренные мной подушечные лавы многих регионов отличались размерами подушек, преобладающими формами, степенью сплю-

ценности, характером поверхностей, но во всех случаях наблюдалась плотная упаковка (рис. 49, а, б).

Изучение подушечных лав может помочь при палеовулканологических реконструкциях.

Гиалокластитовые потоки

При описании петрографических разновидностей гиалокластитов отмечено, что они образуются в водной среде в результате быстрого охлаждения и гидратации мелких обломков лавы. Вопросу генезиса и описанию гиалокластитов посвящена обширная литература, частично приведенная в работе Н. В. Хворовой и др. [124]. Классической областью образования гиалокластитов следует считать Исландию [34].

Гиалокластические потоки тектурно можно разделить на два типа: глыбовые гиалокластитовые потоки и подушечные.

Глыбовые гиалокластитовые потоки. Они образуются в результате дробления лавы на крупные глыбы и мелкообломочный материал при быстром охлаждении («термический шок»). Крупные глыбы сложены раскристаллизованными лавами, а мелкообломочный материал превращен в гидратированное стекло. Такого типа базальтовые лавовые потоки можно наблюдать при формировании лавовых потоков в мелководных условиях, как, например, на мысе Ловцова, о. Кунашир и на многих других островах Курильской гряды. К мелководным гиалокластитам можно отнести андезитовые лавовые потоки Чехословакии в 20 км южнее г. Зволена, наблюдавшиеся автором и детально изученные В. Конечным и А. Михаликовой, где миоценовая лавово-пирокластическая толща общей мощностью около 300 м сформирована в мелководных условиях. Лавовые потоки имеют мощность от 0,5 до 30 м. Преобладающая мощность 5 м. Маломощные потоки наиболее раздроблены и частично превращены в гиалокластиты. Лавовые потоки разделены гиалокластитовой брекчиевой мощностью до 3 м, состоящей из грубого псаммитового и мелкопсефитового материала. Мелкообломочный материал ирредуцирован преимущественно гидратизированным стеклом.

Во фрагментах гиалокластитов малых и средних глубин часто наблюдается пористость. В глубоководных гиалокластитах поры отсутствуют. По данным И. О. Мурдмаа [97], на глубинах более 4 км летучие растворяются в лаве, что исключает образование пор.

При описании пенных лавовых потоков упоминались дацитовые потоки Армении, в которых в нижней части залегает пенный агломерат мощностью 5—6 м и гиалокластит мощностью 3—4 м. Лавовые потоки изливались на влажную поверхность, вследствие чего происходила гидратация дацита. В нижней части потока пемза содержит воды до 6%, выше лежащий гиалокластит — 2%, а дацит всего 0,5%. В процессе гидратации дацита и превращения его в гиалокластит происходит быстрое охлаждение и растрескивание. Вероятно, в процессе превращения расплава в гиалокластит движение лавы не происходит, так как мелкообломочный материал размерами до 0,5 см плотно прилегает друг к другу подобно столбчатой отдельности в лаве без связи. В породе сохраняется полосчатая эвтаксидовая текстура, но при легком ударе молотком лава рассыпается на отдельные мелкие псаммитовые и мелкопсефитовые обломки. В пределах общей гиалокластитовой массы выделяются полосы мощностью до 30 см, в которых сохранились не гидратированные участки дацита, имеющие вид лепешкообразных включений [130].

Большим распространением гиалокластиты пользуются на дне океана, где проявление вулканизма ограничивается излиянием лавовых потоков. В процессе излияния лавовых потоков в результате «термического шока» происходит дробление лавы с образованием гидратированного стекла. В океанской области распространения гиалокластитов обширны, но условия залегания их изучены недостаточно.

Подушечные гиалокластитовые потоки. При формировании подушечных лав иногда образуются гиалокластиты. Здесь процесс образования гиалокластитов отличен от такового в глыбовых потоках. Там дробление происходит

за счет термического шока, а здесь в тех случаях, когда внутреннее давление газов подушек больше, чем внешнее давление водяного столба, происходит дробление подушек. Наряду с этим процессом во многих регионах нами наблюдалось сферическое скалывание материала вследствие закалки верхнего слоя при неравномерном охлаждении, т. е. шедущение. Одновременно со скалыванием сферических фрагментов происходит дробление их на мелкие обломки, выполняющие промежутки между подушками. В этом случае количество обломочного гналокластита не велико.

Поскольку образование подушечных гналокластитов происходит в результате дробления лавового материала, обломки имеют угловатую форму, а при сильной пористости подушек — ячеистую поверхность. Вместе с тем не исключена возможность, что во время излияния подушечных лав поступление мелкообломочного пирокластического материала иногда происходит в результате взрывов подводных вулканов. Эта пирокластика может иметь обтекаемую форму. Среди подушечных гналокластитов Южного Урала отмечается мелкообломочный материал с обтекаемой формой — гранулы [124].

В заключение следует отметить морфологические особенности гналокластитов. В глибовых гналокластитовых потоках скопление гналокластитового материала наблюдается в верхних и нижних частях потоков и частично между глыбами, как, например, в Чехословакии, вблизи г. Зволтен. В монолитных гналокластитовых потоках, таких как дацитовые лавы Армении, гналокластиты образуют зоны в пределах лавовых потоков. В подушечных потоках гналокластитов обломочный стекловатый материал располагается между подушками и их обломками.

Одновременно можно сказать, что подушечные гналокластитовые агломераты пирокластической природы часто принимаются за лавовые гналокластитовые потоки. Отличие заключается в том, что в гналокластитовых подушечных агломератах содержится большое количество гналокластики и подушки погружены в нее. Мелкий обломочный материал часто имеет форму гранул — оплавленных фрагментов. Дробленные подушки могут отсутствовать, и поверхность подушек часто обладает гладкой поверхностью без следов шедущения. Поскольку гналокластиты входят в группу эффузивно-обломочных пород, гналокластиты пирокластической природы следует выделять особо. Дж. Гонорез и П. Кирст [146] предлагают называть их гналотуфами. Они обычно образуются в мелководных условиях при пирокластических извержениях.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КУПОЛА (ЭКСТРУЗИИ)

Вулканические купола, так же как и потоки, сложены лавой, но иногда она в центральных частях более раскристаллизована. Подавляющая масса куполов представляет собой экструзивные образования, возникшие в результате выжимания вязкой лавы кремнекислого или среднего состава, поэтому их также называют экструзиями. Лавы основного состава реже образуют экструзии. Часто от куполов отходят лавовые потоки, причем различного состава. Вязкие лавы выжимаются в виде пиков и столбов. Их называют протрузиями.

Условия образования куполов, их форма и размеры весьма разнообразны, но систематике их уделялось относительно мало внимания. Большинство классификаций основано на строении и формах куполов. Классификации куполов разрабатывали Л. Глайжо [144], Ф. Вольф [182], Х. Вильямс [181], Р. Лейден [156], В. И. Влодавев [22], А. А. Меняйлов [94], А. Ритман [112], К. М. Тимербаева [121], О. Г. Борисов и В. Н. Борисова [11], Е. Ф. Малеев [87] и др. Обзорам классификаций куполов посвящены работы И. В. Лучицкого [72], О. Г. Борисова и В. Н. Борисовой. Ниже рассматриваются наиболее полные классификации.

Л. Глайжо построил свою классификацию на примерах куполов цепи Пюи (Франция). Он разделил их на три типа и два подтипа [144]:

1. Пелеевские купола: а) кислые лавы Гран-Пюн-де-Сарку и Пти-Суше и Клярцу, представляющие собой крутые цилиндрические сооружения, сходные с известной иглой Пеле; б) основные лавовые купола, возникшие на потоке Тартаре в результате растрескивания отвердевшей коры.

2. Пелеевские купола типа Пюн-де-Дом. Последний представляет собой неправильную усеченную пирамиду высотой около 550 м, окаймленную брекчией, возникшей в результате дробления купола по мере его роста.

3. Купола с приподнятыми участками сопровождающих пород Пюде-де-Мон-Шар и Пюн-де-Шопен, представляющие собой промежуточный тип вулканической постройки между экструзией и куполовидным лакколлитом.

Г. Вильямс [181] выделяет всего три вида куполов: 1) выжатые купола, представляющие поднятые, выполненные жерла; 2) эндогенные купола, рост которых осуществляется главным образом за счет расширения изнутри; 3) экзогенные купола, образующиеся при поверхностных излияниях, особенно из центрального вершинного кратера. Он считает, что в одном куполе могут проявляться все три вида и приводит множество примеров разного состава лав, слагающих купола: риолиты, липариты, дациты, трахиты, фонолиты, пироксеновые и роговообманковые андезиты, базальты.

Р. Лейден [156] выделяет пять типов вулканических куполов: 1) твердые протрузии, скалистые иглы (Пеле); 2) лавовые пробки, представляющие собой лавовые колонны, выполняющие жерловину с брекчией в приповерхностной части; 3) глыбовые кратеры и выдавленные и раздробленные в поверхностных условиях лавы; 4) выжатые лавовые купола, частично веерообразно (в разрезе) раздвинутые над выводным каналом, с брекчией по периферии; 5) экструзии истечения, представляющие собой лавовые купола, веерообразно растекшиеся над относительно узким отверстием. Из выделенных Р. Лейденом пяти типов куполов три типа (2—4) по существу представляют три разновидности куполов с разным количеством купольной брекчии и разной степенью подъема лавовой колонны. Он отмечает, что лавы среднего и кислого состава наиболее характерны для куполов.

В. И. Влодавцев [22] предложил следующую классификацию.

I. Экструзивные купола (без канала в теле купола и без кратера).

1. Концентрически-скорлуповатые.
2. Веерообразные.
3. Скалистые.
4. Массивные:
 - а) купола прорыва (экструзивные бисмалиты);
 - б) пирамидальные купола (питоцы);
 - в) обелиски.

II. Экструзивно-эффузивные купола (с каналом в теле купола).

1. Колоколоподобные (мамелоны).
2. Натечные (перекрывающиеся).
3. Натечные с лавовым языком.

III. Экструзивно-эксплозивные купола (с кратером).

Куполообразные же образования (вздутия), как, например, лавовые холмы, лавовые пузыри и др. им не рассматриваются.

А. Ритман [112] дает более дробное деление: 1) бескорневые купола — массы лавы, выжатой в силу гидростатического давления из трещины лавового потока; 2) излившиеся купола, питающиеся лавой из трещины; 3) выжатые купола, иногда с прорывающейся изнутри жидкой лавой, дающей потоки; 4) выдавленные купола (каменные иглы); 5) плоскоглыбовые купола или хребты, образующиеся на поверхности лавовых потоков; 6) купола набухания (течения), возникающие при застывании лавы под покровом туфов.

Высота куполов колеблется в широких пределах — от первых десятков метров до 600 м и, вероятно, более. Р. Лейденом [156] приведены высоты ряда куполов.

Отсюда видно, что большинство куполов приходится на высоты 100—300 м. Им же даны сведения об отношении высоты к основанию.

Следует заметить, что форма куполов зависит преимущественно от состава расплава. Кремнекислые расплавы обладают большой вязкостью и дают

более высокие купола. Однако вязкость также зависит от газонасыщенности и состава газов. Поэтому для разных регионов с определенными физико-химическими параметрами магмы преобладания форм куполов могут быть различные.

| Высота купола, м | Количество куполов | Высота купола, м | Количество куполов |
|------------------|--------------------|------------------|--------------------|
| 1—25 | 2 | 200 | 13 |
| 50 | 5 | 300 | 12 |
| 75 | 7 | 400 | 4 |
| 100 | 13 | 600 | 4 (3) |
| 1—100 | 27 | 1000 | ? |

Изучение куполов различного состава Закарпатья [81] и знакомство с куполами Камчатки, Курильских островов, Армении, Узбекистана, Приморского края, Румынии, Канарских островов и других регионов позволили автору дать генетическую и морфологическую классификации [87].

| Отношение высоты к основанию купола | Количество случаев | Отношение высоты к основанию купола | Количество случаев |
|-------------------------------------|--------------------|-------------------------------------|--------------------|
| 1/2 | 10 | 1/6 | 5 |
| 1/3 | 12 | 1/8 | — |
| 1/4 | 5 | менее 1/8 | 3 |
| 1/5 | 3 | | |

Вулканические купола делятся на три генетические группы.

I. Без связи с видимой интрузией, соединенные с магмоводом.

II. Группы (семейства) куполов над интрузиями; каждая группа куполов делится на три типа: 1) протрузивные, 2) экструзивные и 3) эффузивные (лавовые).

III. На лавовом потоке.

Кроме того, купола делятся на одиночные и многоканальные (кустовые, линейные). Одиночные купола можно разделить по расположению в пределах вулканической постройки на центральные (кратерные, кальдерные) и латеральные (периферические). В пределах каждой группы купола делятся по структуре и морфологическим особенностям. Купола вулканов могут быть моноклиновыми (простыми), выпирающими в виде моноклиновой колонны, и сложными, в которых попеременно движутся отдельные блоки. Вместе с тем купола могут быть с кровлей и без кровли прорывающих пород, без отходящих от них лавовых потоков и с лавовыми потоками. Причем лавовые потоки могут отходить в одну сторону или расходиться в разные, т. е. быть симметричными или асимметричными (табл. 9). Вместе с тем купола следует

Таблица 9

Морфологическая классификация куполов

| Характеристика куполов | Протрузивные | Экструзивные | Лавовые |
|--|--|---|---------|
| Строение куполов | Сложные и моноклиновые | | |
| Наличие прорывающей кровли на поверхности купола | С кровлей прорываемых пород и без кровли прорываемых пород | | |
| Наличие отходящих лавовых потоков | Без лавовых потоков | Без лавовых потоков и с лавовыми потоками | |
| Симметричность | Симметричные и асимметричные | | |

| Характеристика групп куполов | Основные характеристики куполов | Строение и | | |
|------------------------------|---|---|--|--|
| Геологические позиции | Характер вулканизма | Базальтовый | | |
| | Магматические очаги | Подкоровые | | |
| | Вулканические постройки | Щитовидные вулканы и стратовулканы | | |
| | Отношение куполов к магматическим очагам | Бескорневые (на лавовых потоках) | Подводящие каналы отходят от магмовода (без видимой связи с интрузией) | |
| Генетические особенности | Группировка куполов | Одиночные | Одиночные и редко групповые (многоканальные) | |
| | Отношение к магмоводу | Латеральные | Центральные и латеральные (периферийные) | |
| | Строение куполов | Простое | Простое | |
| Строение и форма | Наличие останцов кровли на поверхности купола | Без останцов кровли прорываемых пород на поверхности купола | | |
| | Отношение к симметричности | Симметричность и асимметричность | | |
| | Морфологические типы куполов | Эффузивные (лавовые) | Эффузивные и редко экструзивные | |
| | Наличие отходящих лавовых потоков | С лавовыми потоками и без лавовых потоков | | |

куполов

генезис куполов

| | | | | |
|---|--|---|---|---------------------|
| Контрастный базальт-дацитовый | | Кислый, среднекислый | | |
| Коровые разноглубинные | | Ближеповерхностные | | |
| Полигенные, сложные, двойные, тройные со взрывными кальдерами | | Крупные кальдеры, кольцевые вулкано-тектонические структуры | | |
| Бескорневые (на лавовом потоке) | В начальную (базальтовую) стадию подводящие каналы ответвляются от магмовода. Дифференцированные лавы куполов связаны с разноглубинными магматическими очагами | | Подводящие каналы связаны с ближеповерхностными магматическими очагами (над интрузией или над-очаговые) | |
| Одиночные | Одиночные и групповые (многоканальные) | | Одиночные и групповые (многоканальные) | |
| Латеральные | Центральные | Латеральные | Центральные | Латеральные |
| Простое | Сложное | Простое | Сложное | Сложное и простое |
| Без останцов кровли прорываемых пород | Без останцов кровли прорываемых пород и с останцами кровли | | С останцами кровли прорываемых пород и без кровли | |
| Симметричность и асимметричность | | | Симметричность и асимметричность | |
| Эффузивные | Экструзивные | Протрузивные | Экструзивные | Протрузивные |
| Без лавовых потоков и с лавовыми потоками | | Без лавовых потоков | Без лавовых потоков и с лавовыми потоками | Без лавовых потоков |

разделять по количеству и типу вулканических брекчий и кластолав: купола с агломератовой мантией, образованной за счет разрушения купола, и купола с брекчий дробления в процессе движения экструзии.

Впоследствии эти классификации совершенствовались и были сведены мной воедино (табл. 10).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ КУПОЛОВ

Как видно из табл. 10, вулканические купола рассматриваются в зависимости от характера вулканизма, типа магматических очагов, от приуроченности к различным типам вулканических построек и отношению к магматическим очагам. Эти факторы обуславливают геологические позиции формирования куполов. Строение и форма куполов определяются их группировкой, отношением к магмоводу и подводящему каналу, симметричностью, наличием отходящих потоков и прорываемых пород на поверхности купола, зональностью и пр.

Базальтовый вулканизм, связанный с подкоровыми магматическими очагами, формирует щитовые вулканы и стратовулканы. Щитовые вулканы состоят в основном из протяженных лавовых потоков и покровов, на поверхности которых формируются безкорневые купола, представляющие собой выжимки лавы. В стратовулканах, сложенных обычно более вязкой лавой, образуются одиночные и групповые купола, расположенные в центральной части вулканов и по периферии (латеральные). Обычно это лавовые купола периклинального, луковичного или грибовидного строения. На склонах они, как правило, асимметричные, часто с отходящими от них лавовыми потоками. Строение их может быть простое и сложное.

Контрастный вулканизм обуславливается проявлением разноглубинных магматических очагов, дающих вулканы преимущественно от базальтового до дацитового состава и редко более кислые. Разный состав магмы дает расплавы разной вязкости, что влияет на формирование вулканов со сложным строением: полигенные, двойные и тройные со взрывными кальдерами. Этот характер вулканизма дает наиболее разнообразные купола. Во время излияния базальтовых лав формируются купола, аналогичные проявлению базальтового вулканизма, отмеченного выше, т. е. лавовые. При извержении дифференцированных вулканитов возникают купола весьма разнообразного строения, формы и генезиса. Они образуют сложные группы в виде кустов и цепочек и располагаются отдельно. Купола размещаются в центральной части вулканов, над магмоводом и по периферии, связаны с побочными подводящими каналами. В центральной части вулканов и на горизонтальных плоскостях они чаще имеют симметричную форму, а на склонах — асимметричную. Причем, чем более жидкая лава, тем асимметричнее купола. Жидкие лавы образуют плоские купола в виде полусфер, по мере увеличения вязкости возрастает крутизна склонов, а весьма вязкие лавы создают пикообразные формы. Жидкие лавы дают нагромождение весьма коротких потоков, более вязкие и при выжимании сохраняют внешнюю твердую оболочку, а поступающая внутрь купола вязкая лава образует луковичное строение. Весьма вязкие лавы дают веерообразное строение, что хорошо фиксируется по флюидальности и первичной трещиноватости. По мере уменьшения вязкости веерообразность также уменьшается и плотные лавы выжимаются в виде монолитных вертикальных столбов и игл. Выжимание происходит полностью по всему каналу и отдельными блоками. При неравномерном выдавливании блоков на границах их происходит дробление лавы и образуются лавобрекчин различной мощности. Таким образом формируются сложные купола, состоящие из двух-трех и более блоков. Причем блоки в плане могут иметь протяженную, пластинчатую форму или изометричную. В этом случае брекчированные зоны могут в плане приобретать кольцевые формы.

Кислый и среднекислый вулканизм дает преимущественно экструзивные и протрузивные купола. При образовании крупных кальдер и кольцевых вулкано-тектонических структур купола очень часто располага-

ются вдоль кольцевых разломов, фиксируя линии разломов и околупривая близповерхностные магматические очаги. Иногда экструзии располагаются рассредоточенно в пределах всего поля близповерхностной интрузии.

СТРОЕНИЕ И ФОРМА КУПОЛОВ

По форме и строению купола весьма разнообразны, начиная от едва заметных выпуклостей рельефа до пиков, измеряемых сотнями метров. Точно так же и внутреннее строение их может отличаться рисунком флюидалности, начиная от правильных форм луковичного, веерообразного, воронкообразного строения до весьма сложных завихрений. Купола могут неоднократно прорываться последующими порциями лавы или в процессе неравномерного выжимания заключать зоны брекчирования, а также обладать сложными комбинациями этих неоднородностей. Экструзивные и протрузивные купола, прорывая вулканогенные толщи, захватывают монолиты этих пород, частично оплавливая их, усложняя свое строение. Для удобства рассматриваются наиболее простые формы куполов, разделенные на три группы: без видимой связи с интрузией, над интрузией и бескорневые.

Купола без видимой связи с интрузией, соединенные с магмоводом

Подобные купола могут быть разного типа — эффузивные, экструзивные и протрузивные. Располагаются они одиночно или группами; могут быть центральными или латеральными. Строение их простое, усложненное или сложное; форма симметричная и асимметричная. От эффузивных и экструзивных куполов иногда отходят лавовые потоки, усложняя их строение.

На Камчатке, Курильских островах и в других регионах можно наблюдать множество вариантов перечисленных выше типов куполов. Много примеров строения куполов по различным зарубежным регионам приведено в опубликованных работах. В настоящем издании описаны преимущественно купола, изученные автором в различных областях Советского Союза.

Строение отдельных куполов можно рассматривать вне зависимости от пространственного положения, как это показано на рис. 50. Эффузивные купола известны двух типов: периклинальные и луковичные. Периклинальные купола образуются в результате нагромождения коротких лавовых потоков. В центральной части они имеют кратер (рис. 51). На ровной поверхности их форма обычно симметричная, а на наклонной — асимметричная. В этом случае от них часто отходят лавовые потоки. Иногда лавовые потоки усложняются, приобретая вздутая, создается впечатление побочного бескорневого купола. Наибольшее усложнение (эффузивных) куполов наблюдается при эффузивно-эксплозивном извержении, когда происходит переслаивание лавовых потоков с пирокластикой. Такие купола могут быть также симметричными и асимметричными. Описанные сооружения по существу представляют собой одноактные моногенные вулканы, но в литературе они также носят название куполов.

Купола луковичного строения формируются из более вязкого расплава. Это бескратерные сооружения, в которых расплав как бы вдувается в трубообразное отверстие, постепенно растягивая внешнюю оболочку, подобно камере футбольного мяча. Луковичные купола имеют симметричное и асимметричное строение. Последнее обычно формируется при излиянии лавы на наклонную поверхность. Иногда от них отходят лавовые потоки или они усложняются изменением правильной формы по периферии куполов. Поступающие новые порции лавы, секущие купола, усложняют их строение, наращивают поверхность или перекрывают в виде потока.

Следует отметить, что купола луковичного строения встречаются очень редко, вследствие того, что при излиянии лавы верхние части ее быстро охлаждаются и дробятся, а не растягиваются, и тогда возникает веерооб-

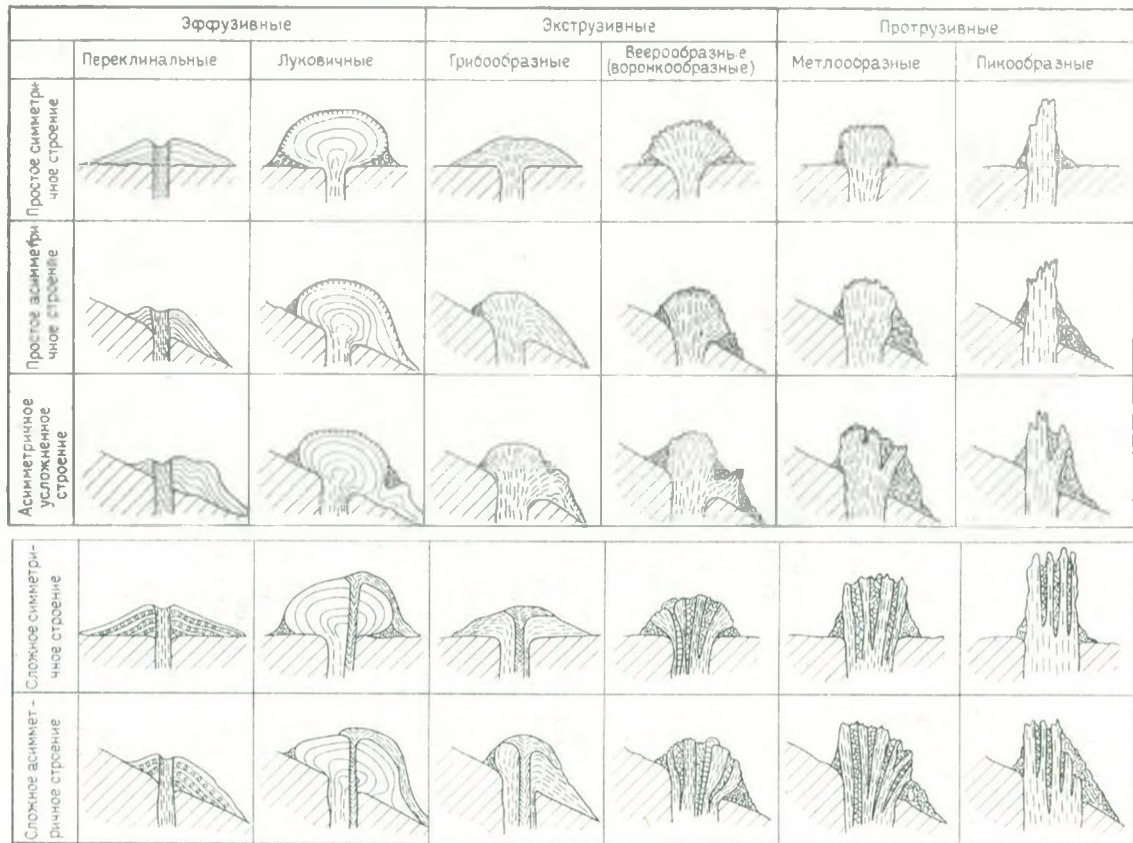


Рис. 50. Модели вулканов

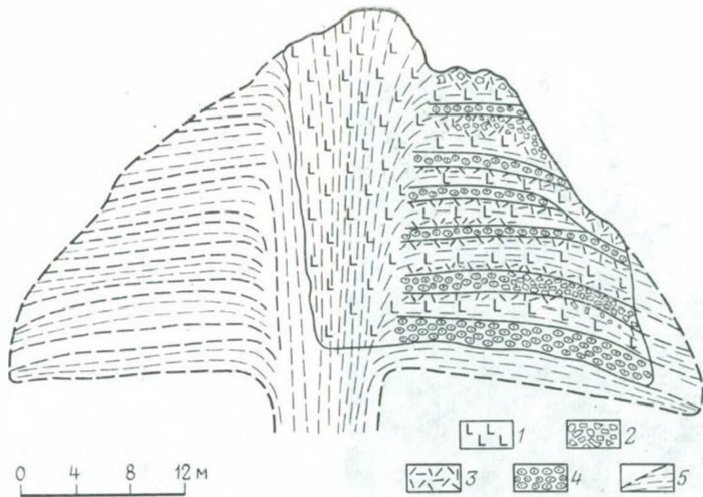


РИС. 51. Периклиналиное строение базальтового купола на юго-западном склоне вулкана Шивелуч:
 1 — базальт; 2 — лавобрекчия; 3 — трещиноватый базальт; 4 — псефитовый туф базальта; 5 — предполагаемое строение купола, необнаженное

разное строение. Иногда лавовые потоки, отходящие от куполов, приобретают куполообразные формы.

К северу от Ужгорода в районе с. Оноковцы карьером вскрыт андезит-базальт, в котором флюидальность, первичная трещиноватость и плоскостная пористость имеют весьма четкое луковичное строение (рис. 52)*.

Очень часто эффузивные купола основного состава приобретают столбчатую отдельность, возникающую при охлаждении расплава. В относительно небольших куполах, как, например, на о. Карагинском, в андезит-базальтовом куполе возникла пучкообразная, столбчатая отдельность, сходящаяся к центру (рис. 53, в). Иногда в приповерхностной части куполов такое пучкообразное строение перевернуто, где столбы расширяются книзу, как это можно наблюдать в Закарпатье у с. Станово в базальтовом куполе (см. рис. 14). Однако чаще столбчатая отдельность усложняется. Так, у с. Куштановице в базальтовом куполе расходящиеся книзу столбы в верхней части приобретают вдвое

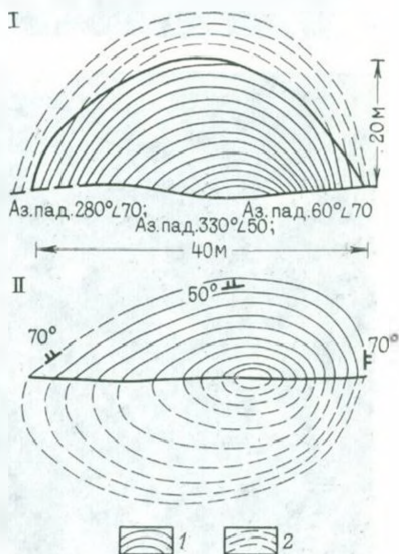


РИС. 52. Купол луковичного строения у с. Оноковцы в Закарпатье:
 I — разрез; II — план;
 1 — наблюдавшееся строение; 2 — предполагаемое строение

* Не исключена возможность, что вскрытая часть сооружения представляет собой не купол, а дополнительное куполообразное строение лавового потока.



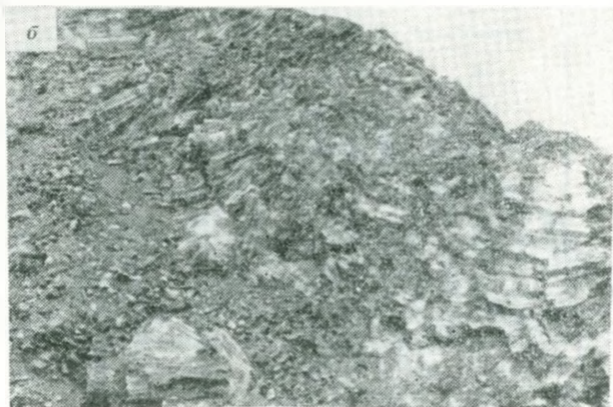


РИС. 53. Купола со столбчатой отдельностью:

а — купол с плитчатой и утончающейся отдельностью у с. Куштановице в Закарпатье; *б* — купол с разноориентированной отдельностью у с. Сельце; *в* — пучкообразное строение базальтового купола на о. Карагинском (Камчатка)

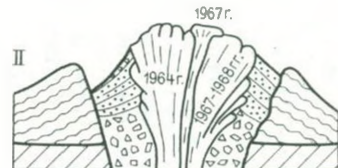
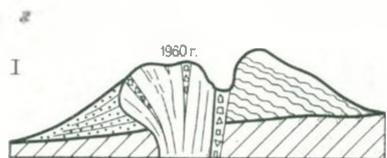
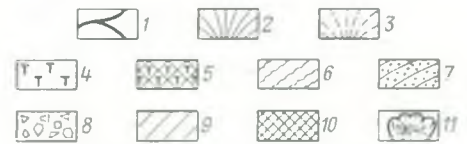
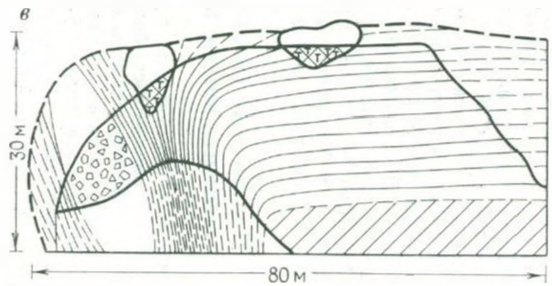
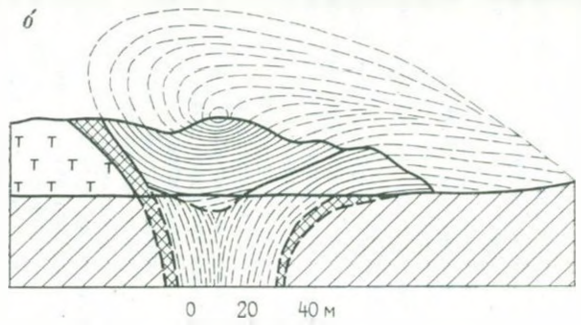
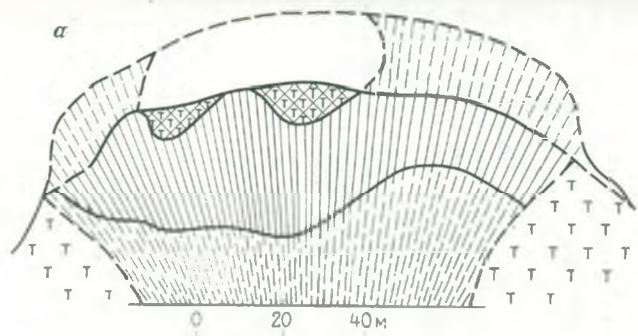


РИС. 54. Разновидности куполов:
a — простой симметричный купол у с. Шелестово, Закарпатье; *б* — простой асимметричный купол у с. Чинадеево, Закарпатье; *в* — сложный асимметричный купол у с. Оноковцы, Закарпатье; *г* — сложный асимметричный купол Нового действующего вулкана Безьянного (I — меридиональный разрез; II — широтный разрез). I — контур обнажения; 2 — отдельность и флюидальность андезито-базальтовых лав; 3 — предполагаемые ориентировки отдельности и флюидальности; 4 — туфы; 5 — обожженные туфы; 6 — андезитовые лавовые потоки вулкана Безьянного; 7 — грубые андезитовые туфы; 8 — лаббрекнии; 9 — породы фундамента; 10 — измененные породы фундамента; 11 — датированные блоки андезита купола Нового вулкана Безьянного

больший диаметр и затем переходят в перпендикулярную плитчатую отдельность, повторяющую поверхность купола (рис. 53, а). У с. Сельце (Закарпатье) андезито-базальтовый купол обладает весьма сложной столбчатой отдельностью (рис. 53, б).

Экструзивные купола бывают двух типов — грибообразного и веерообразного или воронкообразного строения (см. рис. 50). Экструзивные купола сложены более вязкой магмой. Однако состав ее может варьировать от андезито-базальтового до липаритового.

Простые грибообразные купола обладают флюиальностью и первичной трещиноватостью, расходящейся веерообразно от подводящего канала, к периферии приобретая горизонтальную ориентировку. Иногда в симметричных куполах лавовые потоки отходят в разные стороны.

Один из таких липаритовых куполов — Ардо, в северной части г. Берегово (Закарпатье), изучен детально в связи с разведкой месторождения перлита (см. рис. 3). В плане купол Ардо имеет эллипсондальную форму. Длинная ось его равна 800 м и вытянута в северо-западном направлении, короткая ось — 600 м, высота купола около 150 м. С юга к нему примыкает купол Чепка. Его форма в плане приближается к кругу. Диаметр купола около 500 м, высота около 100 м. От куполов Ардо и Чепка в восточном направлении отходят лавовые потоки и сливаются в единый сложный поток. Длина потока к северо-востоку от купола Ардо 250 м, а к востоку от купола Чепка — 1 км. Верхняя часть лавового потока эродирована. Мощность потока колеблется от 90 до 20 м. На отдельных участках поток прерывается. Строение куполов и лавового потока сложное. По периферии куполов, где происходило расплозание лавы и более быстрое ее охлаждение, образовалась своеобразная кластолава, по мере удаления от контакта сменяющаяся перлитом. Далее идет зона переходных пород от липаритов к перлитам, а в удалении от контактов находятся типичные липариты. Строение купола Ардо в поперечнике асимметричное. Углы падения флюиальности пород от западного края к центру равны 60—80°, от восточного — 35—45°. В лавовом потоке, отходящем от купола, флюиальность приближается к горизонтальной. В северной части купола по ориентировке наблюдается «луковичное» строение, однако в общем для купола оно не характерно. Мощность кластолавы, перлита и пород исходной зоны колеблется в широких пределах — от нескольких десятков метров (редко до метров) до 100 м и более. Перлиты и перлитовая кластолава в западной части куполов Ардо и Чепка опоясывают плотные липариты в виде потока шириной 500 м. Перлиты и переходные породы развиты не только по периферии купола Ардо, но и на вершине его, в северной части. Лавовый поток, отходящий от куполов на восток, сложен перлитом и перлитовой кластолавой.

В асимметричных куполах при не весьма вязкой лаве наблюдаются мощные лавовые потоки. Такого типа андезитовый купол можно наблюдать у с. Чинадеево к северу от г. Мукачево (Закарпатье). Строение купола хорошо видно по первичной трещиноватости и полосчатости (рис. 54, а).

Пластичные (излившиеся) асимметричные купола

В южной части вулкана Шиведуч во время извержения 1944—1950 гг. типа направленного взрыва обнажились более ранние части вулканической постройки. Здесь в восточной стенке можно было наблюдать серию асимметричных лавовых куполов андезитового состава. Диаметр подводящего канала достигал 8—20 м, высота куполов около 25—50 м, от них отходили короткие лавовые потоки на 100—500 м. В верхней части куполов и отходящих от них лавовых потоках андезит был пористый, в нижней части — плотный. В андезите очень хорошо видны флюиальность и соответствующая ей первичная трещиноватость. Во время катастрофического взрыва 12 ноября 1964 г. эта часть постройки разрушилась.

Очень часто отходящие от куполов лавовые потоки у подножия купо-

лов усложняют строение их, образуя дополнительные вздутия со сферическим строением, которое легко можно принять за луковичное. Грибообразные купола часто усложняются прорывающимися новыми порциями лавы или зонами брекчированных пород. Так, к северу от г. Ужгорода у с. Оноковцы карьером вскрыт асимметричный андезит-базальтовый купол, строение которого парусино брекчированной зоной, а в верхней его части вплавлены окисленные монолиты агломератового туфа до 10 м в поперечнике (см. рис. 54, б).

Веерообразные экструзивные купола в разрезе обладают воронкообразным строением. Это хорошо видно по флюидалности и первичной трещиноватости вследствие того, что вязкий расплав, выходя на поверхность, постепенно расширяется. Такого типа купола, пожалуй, наиболее распространены. Симметричный андезитовый купол можно хорошо наблюдать у с. Шелестово к северу от г. Мукачево. В нем идеальное веерообразное строение выражено первичной трещиноватостью, но в апикальной части его строение нарушено глыбами агломератового туфа до 20 м в поперечнике (см. рис. 54, в). Интересен симметричный дипаритовый купол Хаеш, расположенный также в Закарпатье к востоку от г. Берегово [81].

Растущий с 1956 г. андезитовый купол Новый вулкана Безмяянного можно отнести к асимметричным, веерообразным, сложного строения вследствие неравномерного, блокового выжимания и прорыва менее вязкой лавы в 1977 г. Причем асимметричность его более выражена в широтном направлении, чем в меридиональном (см. рис. 54, г).

Купол Новый вулкана Безмяянного образовался во взрывной кальдере после катастрофического извержения 30 марта 1956 г. В июне 1956 г. купол достиг высоты 300 м. В августе его высота стала 320 м, диаметр в верхней части 320 м, ниже вершины на 140 м диаметр достиг величины 340 м, остальная часть была покрыта агломератовой мантией диаметром 620—650 м; в августе 1958 г.—высота 400 м, диаметр вершины около 260 м, диаметр агломератовой мантии у основания 850 м. В дальнейшем шел примерно такой же рост купола. В сентябре 1963 г. его высота была 485 м, диаметр вершины 600 м, основания 1100 м. В последующие годы он оставался примерно тех же размеров, но в куполе попеременно начали выжиматься отдельные блоки. Так, например, в мае 1970 г. выдвинулся обелиск высотой 80—100 м и диаметром 150—200 м. В 1973 г. объем купола достиг 1,0 км³, а высота 800 м, средний годовой прирост изверженного материала составил 0,07 км³ [49].

Вследствие неравномерного роста блоков на их контактах формировались зоны брекчий. В процессе роста шло непрерывное обрушение купола и обломочный материал периодически извержениями (примерно одно извержение в год) в виде раскаленных лавин и пирокластических потоков сносился в сторону р. Сухой Хапицы. Если учесть общее количество извергнутого материала при диаметре купола 0,5 км, то в 1974 г. он поступал с глубины 6 км [49]. По мере роста купола изменялись его внешний вид, минеральный состав и структура основной массы. Вначале (1956—1960 гг.) извергались роговообманковые андезиты, существенно состоящие из кислого лабрадора и роговой обманки с гналопилитовой, местами микрولитовой или кристаллитовой основной массой.

В 1961—1963 гг. извергались роговообманково-пироксеновые андезиты. Причем в основной массе роговообманков микролитов плагноклаза возросли до 150 мк и по существу представляли собой субфенокристаллы. Количество роговой обманки резко уменьшилось, пироксены от единичных зерен (особенно гиперстен) возросли до значительных количеств, причем они появились также в кристаллах второй генерации [37].

В 1965 г. извергались двупироксеновые андезиты, в которых роговая обманка — спорадический минерал [43]. В андезитах последующих извержений роговая обманка не встречается, значительно сократился объем стекла и увеличился размер кристаллов плагноклаза второй генерации, количество которых достигло 15—20%. Практически роговообманковые андезиты формировались до глубины 6 км. Отсутствие роговой обманки объясняется уменьшением газонасыщенности [49].

Протрузивные купола

Эти купола можно разделить на два подтипа, иногда трудно различимые: пикообразные и метлообразные. Метлообразные купола занимают промежуточное положение между веерообразными и пикообразными. В них при выжимании расплава в поверхностных условиях наблюдается относительно небольшое расширение вследствие некоторой пластичности, однако к веерообразным отнести их нельзя (см. рис. 50).

Метлообразные купола могут иметь монолитное (простое) и сложенное строение вследствие неравномерного выжимания и образования на контактах брекчий. К такому типу нами отнесен купол Суелич вулкана Шивелуч, который, по нашим наблюдениям, выходя на поверхность несколько расширялся. Он также относится к сложным куполам.

Купол Суелич появился в начале 1946 г. и продолжал расти в основном до конца 1949 г. Быстрее он рос в первые месяцы и к сентябрю 1946 г. имел высоту 300—400 м над кратером, а в конце 1948 г.— 500—600 м при поперечнике у основания около 1 км и у вершины около 0,5 км. В процессе роста шло выжимание отдельных блоков в виде игл, башен, столбов и утесов высотой над поверхностью купола от 20 до 100 м, в поперечнике от 10 до 70 м. Наиболее высокая игла, появившаяся 28 июня 1947 г., имела высоту 100 м и ширину 70 м. Скорость роста блоков варьировала от 1 до 15 м в сутки [94].

В 1960 г. мной изучалось строение Суелича, когда он значительно разрушился и вскрылись его внутренние части. Вследствие блокового выжимания во время роста Суелича на контактах блоков образовались зоны кластолов и брекчиевых лав мощностью 2—4 м. Обломочный материал имеет угловатую форму размерами преимущественно 10—20 см в поперечнике. В центральной части блоков (обелисков) андезит плотный, в верхних частях слабопористый. Поры мелкие, неправильной формы. Флюидальности в породе нет, но хорошо видна полосчатость, обусловленная окраской серого и светло-серого цвета. В андезите находится множество ксенолитов преимущественно андезито-базальтового состава. Периферические обелиски купола направлены в разные стороны под углом 5—15°, что указывает на разрастание его в стороны после выхода из подводящего канала. В ноябре 1964 г. катастрофическим взрывом купол Суелича и более ранние купола были уничтожены.

Пикообразные купола представляют собой вертикальные выжимки экструзий. В качестве примера пикообразного купола можно привести общезвестную Иглу пироксеновых андезитов вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника, появившуюся в апреле 1902 г. и продолжавшую расти до сентября 1903 г. Купол имел цилиндрическое сечение диаметром около 150 м со скошенной вершиной. Максимальная высота его более 300 м. По данным А. Лакруа [151], она могла бы достигнуть 850 м, если бы не разрушалась в период заключительного извержения в 1905 г.

Почти все полигенные вулканы Камчатки — Зимина, Удина, Авача, Ича и др. — имеют латеральные купола как единичные, так и групповые.

Изучение строения куполов весьма продуктивно в молодых вулканических областях (Закавказье, Закарпатье), где они вскрыты эрозией или карьерами, но породы, слагающие их, еще не утратили первичных структурно-текстурных особенностей.

В районе г. Берегово (Закарпатье) нами было установлено, а затем детально изучено десять миоценовых куполов липаритового состава, расположенных в пределах разрушенного стратовулкана [81]. В центральной части разрушенного вулкана находится монолитный экструзивный купол липарита Хаеш диаметром около 700 м, который в плане имеет форму, близкую к округлой. Вершина его значительно эродирована, и он возвышается над равниной всего на 100 м. Центральная часть купола обгажена большим карьером, где едва различима вертикальная флюидальность, совпадающая с трещиноватостью. Расстояние между трещинами 0,1—0,2 м, у контактов до 0,05—0,1 м. Углы падения флюидальности 50—70° в сторону купола, что придает ему воронкообразное строение. Контакт купола с вмещающими породами, установленный скважинами, равен 70°. На контакте залегают толща перли-

товой кластолавы мощностью до 80 м. Она состоит из обломков и глыб перлита черного цвета, сцементированных тонкопористой лавой белого цвета, образованной за счет сплавления и вспучивания тонкораздробленного перлита (обсидиана). Внутри купола брекчий нет, что указывает на монолитное его строение.

К северу, северо-западу и западу от него радиальными цепочками расходятся три группы куполов. Северо-западная группа состоит из пяти куполов, вытянутых цепочкой, иногда сливающихся вместе, с отходящими иногда от них лавовыми потоками; высота их 100—150 м, контуры сглаженные. Липариты, слагающие купола, обладают хорошо выраженной флюидалностью, совпадающей с ней полосчатостью, обусловленной чередованием плотных и пористых фельзолипаритов, перлитов и липаритов, что позволило нам выявить их строение. Почти все купола имеют в плане овальное очертание с ориентировкой длинной оси субмеридионального и северо-западного направления, совпадающего с простиранием цепочки куполов. Строение куполов воронкообразное или в разрезе веерообразное с поперечником от сотен метров до 1 км. Из пяти куполов лучше изучены северные — Ардо и Чепка с отходящими от них лавовыми потоками.

Многоканальные купола

В вулканических областях многоканальные купола пользуются широким распространением. Они располагаются в центральной части вулканов, по периферии их, в пределах кальдер и вулкано-тектонических надочаговых кольцевых структур. Многоканальные купола образуют цепочки и кусты, состоящие из группы сросшихся куполов, иногда трудно отличимых в рельефе. На западном склоне вулкана Шивелуч расположена цепочка куполов: Сопочка Пышше, Каран, Красная Сопочка и Шероховатая. Образованию андезитовых куполов предшествовал грандиозный взрыв, уничтоживший часть вулканической постройки, вследствие чего купола оказались в котловине.

В центральной части вулкана Шивелуч до катастрофического взрыва 1964 г., образовавшего взрывную кальдеру, располагалось несколько крупных куполов, связанных с основным магмоводом. Последний купол Суелич образовался в 1946—1949 гг.

Очень интересен потухший вулкан Козельский недавно изученный нами. Он находится в непосредственной близости от г. Петропавловска-Камчатского [30]. Этот крупный андезитовый вулкан сложен исключительно лавовыми потоками и куполами. Только на его поверхности фиксируется 24 купола, располагающиеся группами по радиальным кольцевым разломам единичными экструзиями (рис. 55). Андезитовые и андезито-дацитовые купола наиболее широко развиты в северной части вулкана. Размеры их варь-

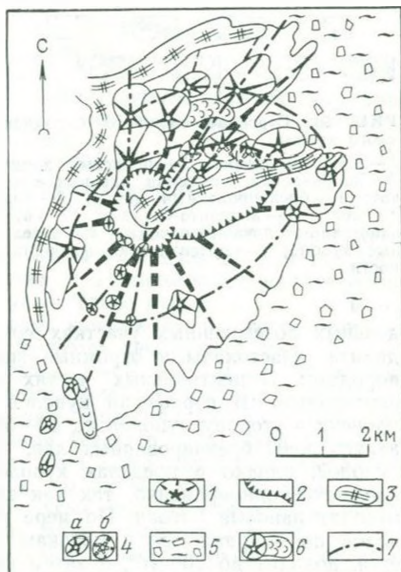


РИС. 55. Расположение куполов в пределах вулкана Козельского вблизи г. Петропавловска-Камчатского:

1 — основная постройка вулкана; 2 — контур кальдеры взрыва; 3 — ледники; 4а — купола; 4б — полуразрушенные купола; 5 — вулканогенно-осадочные отложения; 6 — купола с отходящими лавовыми потоками; 7 — предполагаемые разломы, кольцевые и радиальные

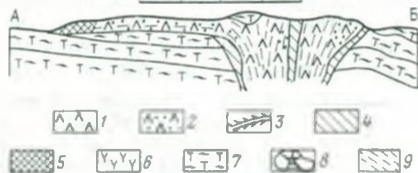
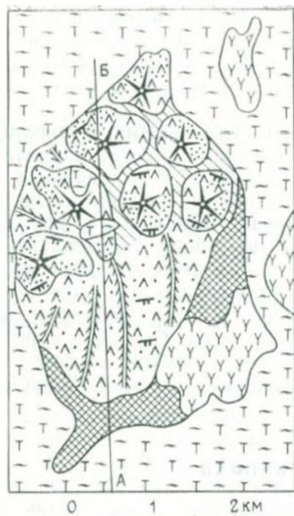


Рис. 56. Строение сложного Среднянского купола:

1 — плотный дацит; 2 — пористый дацит; 3 — направление движения лавовых потоков; 4 — брекчированный дацит; 5 — кластолава; 6 — андезито-базальт; 7 — вулканогенно-осадочные породы; 8 — отдельные купола; 9 — ориентировка флюиальности

дельных возвышенных участках сохранились зоны нераскристаллизованного дацита, кластолавы и огромные расплавленные тела, сложенные осадочными породами. В центральных частях куполов флюиальность ориентирована вертикально. В периферии куполов, особенно крайних, флюиальность наклонена в сторону куполов на 40—60°. Между отдельными куполами образовались зоны брекчированных лав, что указывает на неодновременный рост куполов, однако в пределах куполов выжимание лав происходило более или менее одновременно, так как здесь брекчий нет. От крайних куполов отходят лавовые потоки. По мере удаления от центральных дацитовых куполов по направлению к потокам флюиальность постепенно выполаживается, доходит до 20—10°, и затем приобретает почти горизонтальную ориентировку. Конечные части лавовых потоков сложены кластолавой, состоящей из глыб и обломков светло-серого дацита, сцементированных белой лабопористой (вторичной) лавой.

Купола над интрузиями (надочаговые)

Группы куполов близкого состава и одного возраста, часто расположенные в областях развития гидротермально измененных пород и контролируемые кольцевыми вулканотектоническими структурами, дают возможность

руют от десятков метров до 1,0—1,5 км в поперечнике. Строение их обычно веерообразное, а также асимметричное с отходящими короткими лавовыми потоками мощностью 20—25 м.

В южной части вулкана Безьянного и у его подножия находится 12 андезитовых куполов, которые также располагаются группами. Вулканическое сооружение «Плотина» состоит из четырех слившихся куполов, вытянутых в широм направлении. Остальные купола хотя и не слиты, но образуют две группы.

Упомянутые выше липаритовые купола в районе г. Берегово также имеют групповое расположение. В северной части города слились в субмеридиональную линию пять куполов, а в восточной — три [81].

Иногда близко расположенные купола, питаемые одним мощным каналом, срастаются в сложный массив. Весьма любопытно строение массива, образованного из семи сросшихся дацитовых (андезито-дацитовых) куполов с отходящими от них лавовыми потоками (рис. 56). Он расположен между городами Мукачево и Ужгород у с. Среднего. В плане форма массива приближается к эллипсу с осями 5,5×3,5 км, вытянутому в северном направлении. Относительная высота массива 220 м. Верхняя часть его состоит из сглаженных пиков. Надо полагать, она размыта слабо, так как на от-

устанавливать не эродированные интрузии, которые в свое время представляли близповерхностные магматические очаги, давшие расплав для куполов. Эти структуры, формирующиеся в орогенную стадию вулканизма, в период развития сложных полигенных вулканов с дифференцированной магмой, названы мной надочаговыми структурами [87]. Они весьма перспективны для формирования полиметаллических месторождений. Определение типов куполов и закономерности их размещения позволят определить и выявить надочаговые структуры. Они широко развиты в орогенных вулканических поясах Камчатки, Приморья, Северо-Восточной Азии, Урала, Средней Азии, Кавказа и др.

Изученные мной надочаговые структуры Закарпатье развиты в пределах Выгорлат-Гутинской гряды, которая протягивается через все Закарпатье и уходит одним краем в Румынию, а другим в Чехословакию. На левобережье р. Тисы, у границы с Румынией, область приподнята примерно на 800 м и экструзии частично размыты, вследствие чего в их нижних частях обнажено около 20 гипабиссальных интрузивов преимущественно среднекислого состава. Они имеют форму штокообразных тел диаметром от 25 до 300 м и представлены породами от габбро-диабазов до гранит-порфиров. Породы некоторых интрузивов в красивых частях имеют эффузивный облик [81, 87]. Вторая, аналогичная область, приподнята примерно на 500 м, расположена на правом берегу р. Уж у границы с Чехословакией. Здесь можно наблюдать в полуразрушенных экструзивах постепенные переходы от эффузивов в верхних их частях к интрузивам в нижних. Всего здесь установлено шесть районов развития экструзий, образующих надочаговые структуры вблизи населенных пунктов Перечин, Середнее, Мукачево, Билки, Хуст, Вишково. В южной зоне (Береговско-Велико-Бегальской) известно еще два района развития экструзий.

Бескорневые купола

Изучение бескорневых куполов необходимо главным образом для отличия их от куполов, питаемых магматическими очагами, с целью определения районов, перспективных на полезные ископаемые.

Бескорневые купола могут быть двух типов: выжатые порции лавы на лавовых потоках и деформированные (изогнутые) лавовые потоки, образующие полусферы.

Бескорневые купола, образующиеся на лавовых потоках, возникают вследствие выжимания лавы из трещин. Лава, находясь в толстостенных трубообразных каналах на крутых склонах под высоким гидростатическим давлением, прорывает кору и образует купол. Такие купола могут иметь высоту 50—70 м. От горнитосов, которые дают куполообразные сооружения на лавовых потоках, бескорневые купола отличаются тем, что состоят из лавы, обычно с флюиальностью, близкой к вертикальной, а сами горнитосы — из обломочного материала с различной ориентировкой флюиальности. Бескорневые купола легче диагностируются в современных вулканических областях. В юго-восточной части Шивелуча, на правом берегу р. Байдарной, среди более ранних базальтовых лавовых потоков нами наблюдался бескорневой базальтовый купол. Высота его около 30 м, но он частично разрушен. Судя по первичной плитчатой трещиноватости, углы поверхности купола возрастили от 40° по периферии и доходили до 90° в центральной части.

На западном склоне Карымского вулкана можно наблюдать небольшие бескорневые купола андезито-дацитового состава, расположенные на лавовом потоке более ранних извержений. Один из них имеет форму конуса высотой около 10 м, диаметром 8—10 м. В нем хорошо наблюдается субвертикальная полосчатость, выраженная разной степенью пористости андезито-дацита. Поверхность куполов имеет брекчиевое строение (рис. 57).

Деформированные лавовые потоки, похожие на купола, подразделяются на два подтипа. Первый подтип образуется в процессе излияния лавовых потоков, иногда возникает преграда на его пути и тогда вся масса лавы нагромождается в виде купола; второй образуется также при возникновении пре-



Рис. 57. Бескорневой андезито-дацитовый купол на лавовом потоке вулкана Карымского. Высота купола 8 м

грады на пути лавового потока, но когда поверхность потока застывает, а в средней части его еще движется жидкая лава, как бы в сплюснутой трубе. Встретив препятствие, лавовый поток перекатывается через него по закону движения жидкости в сообщающихся сосудах и иногда принимает крутое положение. Аналогичное явление наблюдалось в 1975 г. во время излияния лавовых потоков БТТИ. Следует обратить внимание, что в бескорневых куполах флюиальность, первичная трещиноватость и полосчатая пористость располагаются как и в обычных куполах, имея углы наклона до 70° и более, что усложняет возможность отличия их от куполов с глубинными корнями.

КЛАСТОЛАВЫ

При описании лавовых потоков, куполов кратко рассматривалось образование кластолав. Однако, не смотря на то что этот термин широко применяется более 20 лет, до сих пор возникают затруднения

Таблица 11

Генетические типы кластолав

| Группа | Название породы по приуроченности к вулканическим формам | Условия образования |
|--------|--|---|
| I | Кластолавы кратеров | В приповерхностной части кратерного озера; (1-й тип) |
| II | Кластолавы потоков | При внедрении в несцементированный материал шлакового конуса (2-й тип) В поверхностных и близповерхностных условиях (3-й тип) В канале вулкана и излияние их в виде потока (4-й тип) В условиях цементации вторичной лавой (5-й тип) |
| III | Кластолавы куполов | В краевых апикальных частях куполов (6-й тип) В куполах на некоторой глубине в канале вулкана путем смешения обломков (7-й тип) |
| IV | Кластолавы некков | В верхних частях некков при дроблении взрывами полужидкой лавы (8-й тип) |
| V | Кластолавы трубок взрыва | В результате цементации обломков основных эффузивов тонкой лавовой пленкой (9-й тип) |

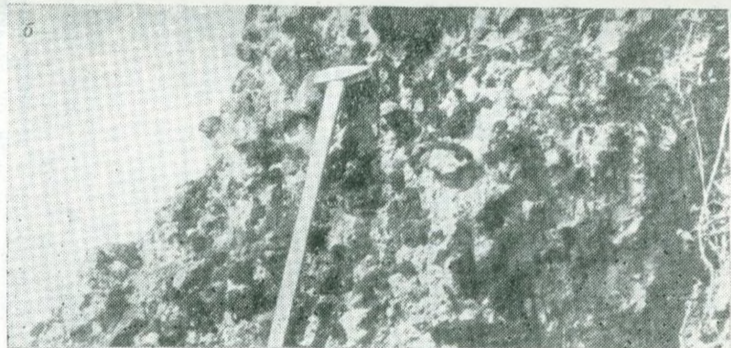


РИС. 58. Кластолавы:

а — кластолава, образованная при внедрении лавы извержения 1938 г. вулкана Авача в глыбовый материал прикратерной области; *б* — кластолава по периферии андезито-дацитового купола в районе г. Мукачево; *в* — кластолава в апикальной части перлитового купола к северу от Еревана

в отнесении тех или иных пород к кластолавам. Поэтому целесообразно здесь дать их систематику.

По условиям образования можно выделить девять типов кластолав, которые объединяются в пять групп (табл. 11).

Ниже приводится характеристика различных генетических типов кластолав, изученных в различных вулканических областях Советского Союза.

Кластолавы кратеров вулканов

В этой группе выделено два генетических типа. Первый тип — кластолавы, образованные в приповерхностной части кратерного лавового озера.

Во время извержения Олимпийского прорыва на вулкане Алайд в 1972 г. в малом верхнем кратере наблюдалось фонтанирование лавы с одновременным выбросом пирокластики из соседнего кратера и падение в кратер полузастывших кусков лавы. После прекращения эруптивной деятельности нами наблюдались на поверхности застывшей лавы вплавленные обломки шлака и бомб, т. е. образование кластолав.

К этому типу кластолав относятся также образования на Святогорском вулкане (в 100 км юго-восточнее г. Хабаровска) в с. Святогорье, где расположен шлаковый конус с нечком в кратере. Верхняя часть нечка (10 м) сложена кластолавой, состоящей из пористых бомб и обломков шлака базальтового состава. Бомбы размером до 10 см в диаметре сцементированы тонкопористым базальтом серого цвета. В этой части нечка обломочный шлаковый материал составляет около 80%. Обломки с поверхности окислены и оплавлены. По мере углубления количество шлакового материала и крупность обломков уменьшаются. Возможно, что уменьшение размеров обломков вызвано более сильным оплавлением их. Уменьшение количества обломков в лаве с глубиной и ярко выраженное оплавление их заставляют предполагать, что образование подобных пород происходит в кратерных лавовых озерах в результате попадания обломков в пенистую расплавленную лаву в условиях фонтанирования и конвекции, столь характерной для лавовых озер. Близкие к описанным условиям извержения наблюдались в лавовом озере вулкана Нирогонго в республике Заир к северо-востоку от оз. Киву [173].

Второй тип — это образование кластолав при внедрении в несцементированный материал шлакового конуса. Лавы, подходя к поверхности, оказывают воздействие на вмещающие породы. В плотных породах образуются корки закали и происходит незначительный захват обломочного материала лавой. При внедрении лавы в недифференцированные шлаки вулканической постройки захватывается большое количество вмещающего материала. К породам такого генезиса отнесены образования Барановского вулкана, расположенного в 100 км к северу от г. Владивостока. На контакте внедрившейся лавы и шлакового материала образовалась зона своеобразных пород — кластолав, в которых обломки шлакового материала сцементированы лавой ([88], см. рис. 3). В наибольшем удалении от лавы шлак сцементирован лавовой пленкой до 1 см толщиной. При этом шлаковый материал слабооплавлен. По мере приближения к контакту количество обломочного материала и размеры обломков уменьшаются и они более оплавлены. Уменьшение размеров обломков, вероятно, связано с их оплавлением. Лава, надо полагать, внедрялась в рыхлый шлаковый материал, так как в ней отсутствуют цементированные туфы. Наибольшая мощность кластолав до 30 м, в участках вертикального контакта она равна 1 м, а в тех местах, где лава перекрывает шлаковый материал, составляет всего 10—20 см [80].

Близкая к описанной кластолава наблюдалась в прикратерной части вулкана Авача, где на кромке кратера базальтовая лава внедрялась в подстилающий глыбовый материал и цементировала его (рис. 58, а).

Кластолавы потоков

Третий тип — образование кластолав в поверхностных и близповерхностных условиях. К этой группе пород относятся известные туфолавы Арагац в Армении. Они представляют собой пористые дацитовые лавы, переполнен-

ные обломочным материалом близкого состава, количество которого доходит до 30%. Обломки лавы пористые, слегка оплавлены, слабодеформированы (сплюснены), окислены (бурый цвет) и вытянуты по направлению потока. На концах включений не наблюдается расщепления, характерного для фьямме и гнибринов. Такая порода могла образоваться при движении лавы, переполненной обломками, разогретыми до пластичного состояния. Работами армянских и других геологов доказана лавовая природа туфолов [104, 105, 129, 131 и др.]. Туфолава залегает в виде потока мощностью 30 м. Основная масса ее обладает витрофировой структурой. Переполнение лавы обломками, вероятно, происходит на некоторой глубине в результате захвата лавой шлака постройки вулкана или лавовой пробки в его канале. Нами отвергается возможность попадания из воздуха обломков шлака, распределенных по всей мощности потока, поэтому мы считаем, что эти породы правильнее называть кластолавами. Такие лавы четвертичного возраста были обнаружены нами на старой застройке действующего вулкана Эбеко, расположенного на о. Парамушир (Курильские острова) (см. рис. 15, а).

Четвертый тип — образование кластолавы в канале вулкана и излияние ее в виде потока. В Южном Приморье вблизи пади Калягина М. А. Фаворская описала липаритовый некк, прорывающий толщу туфолов и переполненный обломками и глыбами порфирита и осадочных пород размерами до 1 м в поперечнике. От некка к северу отходит лавовый поток кластолавы.

Пятый тип — образование кластолав в лавовых потоках при цементации глыб вторичной лавой. Описываемые кластолавы залегают в нижних частях лавовых потоков и здесь попадание глыб из воздуха исключается. Детальное изучение этих кластолав в Закарпатье позволило установить, что мелкообломочный материал, залегающий между глыбами, в результате вторичного разогрева расплавился и, вспучившись, превратился в пористую лаву белого цвета, цементирующую глыбу перлита черного цвета. Их можно наблюдать в Закарпатье (в 5 км восточнее г. Берегово, с. Мужнево), где поток липарита (перлита) мощностью около 20 м имеет в нижней части кластолаву мощностью 3—5 м, состоящую из обломков черного обсидиана угловатой и округлой формы размерами 5—10 см в поперечнике, цементированных пористым белым стекловатым липаритом (см. рис. 9).

В другом районе Закарпатье около с. Дилок (к востоку от г. Мукачево) поток андезито-дацита мощностью около 50 м залегает на размытой поверхности смятых в складки туфов андезита. В нижней части потока андезито-дациты переходят в кластолаву (5—8 м), состоящую из обломков лавы, цементированной лавой того же состава, но слабопористой [81].

Аналогичные кластолавы можно наблюдать во многих местах Закарпатье, Армении, Камчатки и в других регионах, где они слагают нижние части лавовых потоков.

Кластолавы куполов

Шестой тип — образование кластолав в краевых и апикальных частях куполов. Подобные кластолавы наблюдались и впервые изучены автором во многих регионах. В Закарпатье в экструзиях кислых лав цементирующей массой также является вторичная лава. В 6 км восточнее г. Берегово карьером вскрыт липаритовый купол раннесарматского возраста, внедрившийся по меридиональной трещине. Восточная часть купола (мощность зоны до 50 м) сложена кластолавой, состоящей из угловатых обломков плотного перлита темно-серого и черного цвета, достигающих 30 см в поперечнике. Обломки цементированы тонкопористым липаритом белого и светло-серого цвета [81].

Такого же типа кластолавы развиты в 5 км к северу от г. Берегово в районе горы Ардо, где она слагает западную часть купола липарита. В андезито-дацитовом куполе возле г. Мукачево обнажена кластолава, слагающая периферию купола (см. рис. 58, б). К северу от Еревана в апикальной части куполов также развита кластолава (см. рис. 58, в). Аналогичные кластолавы залегают в периферических частях липаритового купола неог-

нового возраста, расположенного возле с. Начики на Камчатке. Мощность кластолавы здесь достигает 20—40 м [84].

Седьмой тип — образование кластолав в куполах на некоторой глубине в канале вулкана в результате смещения обломков. В областях современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова) в куполах андезита и более кислых породах часто образуется кластолава. Примером может служить купол вулкана Безымянного, который начал расти в 1956 г. и продолжает подниматься до сих пор (1979 г.), а также купол Суелич вулкана Шивелуч извержения 1945 г. Вязкая лава куполов переполнена обломками лавы, слагающей стенки канала вулкана. Иногда наблюдается оплавление и деформация обломков. На отдельных участках количество обломочного материала достигает 30%, редко более. В периферических частях куполов обломочного материала больше, чем в центральных.

Кластолавы некков

Восьмой тип — образование кластолав в верхних частях некков при дроблении полужидкой лавы. Изучение строения верхних частей некков, сложенных андезитовой и андезито-базальтовой лавой, в побочных прорывах Алаида, Шивелуча, отпрепарированные некки в Закарпатье (с. Кучава у г. Мукачево и на горе Висличной у г. Хуста) и другие показали, что в вязких лавах строение их более или менее одинаковое. В некках наблюдается постепенный переход от плотных лав к обломочному материалу. Чаше контакты горизонтальные, но иногда обломочный материал распространяется сверху вниз клиньями. Характерно для него наличие четырех зон (снизу вверх): 1) плотная лава базальтового или андезитно-базальтового состава с редкими трещинами; 2) брекчиевая лава с постепенным переходом вследствие увеличения пористости и трещиноватости; 3) кластолава; 4) агломератовый туф.

В южной части вулкана Алаид в бухте Бакланьей в разрушенном шлаковом конусе обнажен некк диаметром около 100 м. В нем наблюдаются аналогичные переходы, где кластолава как бы образует клинья, направленные вниз.

Иногда наблюдается переход плотной лавы в кластолаву по периферии некков. Такой некк наблюдался мной на Сибирской платформе по р. Нижней Тунгуске севернее пос. Ербогачена. Здесь плотный долерит к периферии переходит в более стекловатые породы, и с увеличением дробления породы и возникновением пористости вокруг обособленных глыб формируется кластолава.

На Подкаменной Тунгуске в районе урочища Кривляков в группе отпрепарированных некков обнажаются кластолавы аналогичного генезиса.

Кластолавы трубок взрыва

Девятый тип — образование кластолав в результате цементации обломков основных эффузивов тонкой пленкой лавы. Трубки взрыва, как правило, сложенные обломочным материалом, впоследствии цементируются гидрхимическим цементом. Однако иногда поступающая под давлением жидкая лава цементирует тонкой пленкой обломочный материал в отдельных участках трубок. В Закарпатье в районе сел Керецки и Оленево мной изучались трубки взрыва плиоценового возраста, сложенные обломочным материалом андезито-базальтового состава и на отдельных участках цементированные тонкой пленкой лавы того же андезито-базальта. Обломки андезито-базальта слабопористые, черного цвета, а цементирующая лава обычно более плотная, коричневого цвета. На отдельных участках перегретый материал спекается в псевдоагглютинат.

Трубки взрыва Сибирской платформы сложены весьма разнообразным материалом, среди них встречаются и сложенные ювенильным базальтоидным обломочным материалом, цементированным пленкой того же состава.

Приведенные примеры показывают, что при большом разнообразии кластолав они имеют одну петрографическую сущность: обломочный лавовый материал цементируется лавой, отличающейся от обломков текстурой, составом или цветом. Цементирующая лава может быть двух типов: первичной или вторичной, образованной за счет перегрева и сплавления (иногда вспучивания) мелкообломочного материала.

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Характеристика вулканогенно-обломочных образований дана от центра вулканических построек к периферии: некковые и кратерные, жерловые, прикратерные промежуточной зоны и удаленной. По составу описываются вначале менее обработанные и отсортированные и с меньшим количеством примесей осадочного материала, затем более обработанные и засоренные осадочным материалом. Следует отметить, что в прикратерной части вулканов развиты вулканыты с примесью чуждого материала (ксенотуфы).

НЕККИ

Некки представляют собой трубообразные тела, уходящие в недра к магматическим очагам. В зависимости от типа магматических очагов некки можно разделить на две группы: областей ареального вулканизма и областей вулканических поясов, связанных с отдельными магматическими очагами. В пределах областей ареального вулканизма некки могут быть одиночными, групповыми (обычно цепочки) и разветвленными на бокки. Размеры некков этой области невелики, обычно измеряемые десятками метров. Как правило, они питаются дайками, не выходящими на поверхность. Примером может служить Большое трещинное Толбачикское извержение 1975—1976 гг. Извержения начинались фонтанированием базальтовой лавы из 10—30 бокк, которые затем образовывали один кратер, а следовательно, одно разработанное жерло. Как показали геодезические и геофизические исследования [32], диаметр некка достигал 20—40 м и более, но мощность питающих даек оценивалась 1,5—2 м, на глубине некки переходили в дайки. Во время извержения пирокластника выбрасывалась из двух—четырех бокк, расположенных вдоль трещины. Это указывает на то, что некки имели в плане уплощенную, овальную форму.

Стратовулканы вулканических поясов или групп, как например, Ключевская или Авачинская группы, имеют серии некков. Главный некк расположен в центральной части вулкана. Он обычно имеет круглое или овальное сечение. Его поперечник измеряется преимущественно от 100 до 300 м, редко более, однако отмечаются диаметры некков до 1,5 км. Кроме главного некка, в котором обычно действуют несколько бокк, по периферии стратовулканов на радиальных и кольцевых трещинах располагаются шлаковые конусы и экструзии, имеющие побочные подводящие каналы. Так, например, на склонах и у подножия Ключевского вулкана возникают прорывы, формирующие 1—5 и более шлаковых конусов. В одном из таких детально изученных Б. И. Пийпом [108] прорывов протяженностью 1 км в 1945 г. в пределах трех шлаковых конусов образовались 22 бокки.

При описании куполов вулканов Козельского, Безымянного и других было показано наличие большого количества экструзий, также связанных с радиальными и кольцевыми трещинами и вероятно, питаемых одним магматическим очагом. Диаметры этих некков, так же как и областей ареального вулканизма, невелики — порядка нескольких десятков метров или даже метров.

Наряду с вулканическими некками, преимущественно в платформенных и посторогенных областях широко развиты трубки взрыва. Они вместе с юве-

нильным материалом выполняются продуктами прорываемых пород или иногда полностью сложены ими.

Некки, как наиболее ослабленные зоны могут прорываться новыми порциями лавы после длительного покоя. В этом случае они отличаются составом и могут быть отнесены к вторичным неккам.

Таким образом, по генезису некки могут разделяться на первичные и вторичные, а по составу на лавовые, вулканокластические и сложные. Последние наиболее распространены. Причем смена материала может происходить в вертикальном направлении, когда пирокластита постепенно переходит в лаву, и в горизонтальном — в зависимости от наличия боков.

Поперечное сечение нечков круглое или овальное, на глубину переходящее в плоское, в виде трещины.

Первичные некки

Лавовые некки. Они обычно сложены монолитной лавой или лавобрекчией, которая к поверхности часто переходит в кластолаву и затем в туф. Одноактные вулканы, выбрасывающие основную пирокластику или изливающие лавовые потоки, имеют лавовые некки.

Верхний кратер Олимпийского прорыва вулкана Аланд (Курильские острова) после прекращения эруптивной деятельности в 1972 г. имел на дне слабопористую морщинистую базальтовую лаву. Пирокластическое извержение побочного вулкана Тятя (Курильские острова) в 1973 г. на дне кратера оставило базальтовое лавовое озеро с концентрическими просадками и бугристой поверхностью. Лава обладала слабой пористостью только в верхней части. В Южной части Шивелуча на правом борту р. Байдарной на вершине утеса обнажен базальтовый лавовый нескк на глубину 20 м. Формирование его связано с ростом сложного периклинального купола, состоящего из шести базальтовых лавовых потоков мощностью 2—4 м и переслаивающихся со шлаком (см. рис. 51). На поверхности некка обломочные вулканиды также отсутствуют [87].

Часто базальтовые некки в верхней части содержат обломочные породы. В Святогорском вулкане, расположенном в 100 км на юго-восток от г. Хабаровска, глубокие шурфы вначале вскрыли 10 м кластолавы, сложенной обломками шлака, цементированного пористым базальтом. На глубине по мере уменьшения количества обломков шлака кластолава переходит в плотный базальт. Можно привести множество примеров лавовых нечков в областях развития одноактных базальтовых вулканов и экструзий разного состава.

Вулканокластические некки. Вязкие газонасыщенные расплавы дробятся в верхней части подводящего канала, вследствие чего некки обычно выполняются обломочным материалом. Крупность обломочного материала так же, как и высота вулканокластической колонны, варьирует в широких пределах. В западной части вулкана Шивелуч вблизи купола Красная Солочка обнажен крупный нескк, вероятно относящийся к ранней (андезито-базальтовой) деятельности вулкана. Нескк сложен глыбовым агломератовым туфом, состоящим из глыб андезито-базальта различной крупности. На одних участках преобладают глыбы 0,1 м в поперечнике, на других глыбы размером 0,3—0,5 м, иногда до 3 м. Форма глыб угловатая. Шлаковые корки отсутствуют. Промежутки между глыбами выполнены мелкообломочным материалом, прочно цементированным продуктами разложения тонких обломков. Тело некка во многих местах пересечено дайками или телами базальта неправильной формы.

Изучение множества вулканокластических нечков Камчатки, Дальнего Востока, Закарпатья и других регионов позволило установить следующие особенности слагающих вулканидов: 1) некки обладают трубообразной формой; 2) обломочный материал не сортирован; 3) слоистости пород нет; 4) форма обломков угловатая; 5) обломки, слагающие нескк, часто обладают пористостью, но поры мелкие, неправильной формы; 6) отсутствуют фигурные бомбы и поверхности застывания; 7) поверхность обломков шероховатая;

8) в приповерхностных частях некков между обломками встречаются пустоты; 9) наличие прожилков и гнезд, выполняющих пустоты, сложенные вторичными или гидротермальными минералами: опалом, кальцитом, водными алюмосиликатами и др.; 10) иногда с глубиной или локально наблюдается переход обломочных пород в лавы через кластолаву и брекчиевую лаву. В этом случае отмечается переход от вулканокластических некков к сложным.

Сложные некки. Этот тип некков более распространен, чем однородных. Строение некков можно наблюдать во многих вулканических областях в различных сечениях. Причем переход обломочного материала в монолитную лаву может происходить в различных направлениях. Вулканокластический материал часто укрупняется сверху вниз, постепенно лишаясь мелкообломочной массы, выполняющей промежутки между крупными глыбами, которые постепенно сближаются и сливаются в монолит. Иногда обломочный материал внедряется в монолитную лаву клиньями сверху вниз или столбами, однако перехода лавы в обломочный материал книзу мной не отмечалось.

Небольшой андезито-базальтовый некк наблюдался в северо-восточной части стенки кальдеры вулкана Карымского. Здесь хорошо виден постепенный переход агломератового туфа в андезито-базальт. Размер глыб достигает 1 м в поперечнике. Форма глыб угловатая. Слоистость, сортировка и фигурные бомбы отсутствуют.

В разрушенном побочном конусе вулкана Аланд, расположенном в северной части бухты Баклан, диаметр некка около 100 м. Нижняя часть некка сложена плотным андезито-базальтом с вертикальными пористыми зонами. В верхней части некка пористость и трещиноватость зон увеличиваются, переходя в кластолаву. Зоны кластолавы расширяются до 3—5 м, приобретая форму клиньев, направленных вниз. В самой верхней части наблюдается переход кластолавы в агломератовый туф [87].

Смену обломочного материала лавами можно проиллюстрировать на примере останца небольшого вулкана, расположенного в 7 км к востоку от г. Мукачево (Закарпатье). Диаметр некка около 30 м. В нижней части он сложен плотным андезито-базальтом. В центральной части некка андезито-базальт разбит первичными вертикальными трещинами через 1,0—1,5 м, но по мере приближения к контакту они постепенно сгущаются и интервал между ними становится 5 см. У контакта со стенками некка, сложенными туфом, андезито-базальт приобретает пористость и инъецирует обломочный шлаковый материал, образуя кластолавы мощностью до 10 см. Максимальное количество цементирующей лавы наблюдается у контакта с некком, но по мере удаления от контакта количество ее уменьшается. Верхняя часть некка имеет сложное четырехслойное строение. В нижней части залегают плотный андезито-базальт, разбитый редкими вертикальными трещинами. Выше трещиноватость возрастает и появляется пористость, которая тоже возрастает кверху. С увеличением количества трещин обособляются отдельные глыбы. Вначале крупные, затем более мелкие, и андезито-базальт переходит в брекчиевую лаву. При дальнейшем движении вверх трещиноватость и пористость увеличиваются, но не равномерно, а на отдельных участках, вследствие чего между угловатыми глыбами, вначале крупными, а затем и более мелкими образуется пористая лавя, цементирующая глыбы плотного андезито-базальта.

Таким образом, можно выделить третий слой, сложенный кластолавой. Еще выше пористая лавя, цементирующая глыбы, дробится, превращаясь в обломочную массу, и в конечном итоге получается порода, состоящая из глыб размерами 0,2—0,5 м угловатой формы, с постепенно увеличивающейся пористостью, промежутки между которыми выполнены мелкообломочным (псаммитовым) материалом, сцементированным гидрохимически. Данная порода представляет собой агломератовый туф. В приведенном примере сложного некка наблюдается постепенное превращение плотного андезито-базальта в пористый и трещиноватый, последнего — в брекчиевую лаву, которая переходит в кластолаву, а кластолава — в туф. Глыбы в туфе угловатые, «с рваными краями». В туфе наблюдаются пустоты, часто выполненные зеленым и коричневым опалом и ферригаллуазитом.

На восточной окраине г. Хуста (Закарпатье) в небольшом холме, посвященном названию горы Василичной, в карьере обнажен сложный некк. В его нижней части залегает плотный андезит-базальт, который по мере приближения к контактам (стенкам некка) приобретает пористость. В верхней части некка залегает брекчиевая лава, которая как бы клиньями спускается сверху вниз [81]. Смена плотного андезито-базальта брекчиевой лавой происходит постепенно, путем увеличения трещин. Далее к центру клиньев брекчиевая лава постепенно переходит в кластолаву, в которой отдельные глыбы андезито-базальта размером до 1 м в поперечнике сцементированы более пористой лавой. Еще дальше к центру клиньев цементирующая пористая масса кластолав приобретает трещиноватость и впоследствии переходит в породу, состоящую из угловатых глыб и обломков андезито-базальта, промежутки между которыми выполнены более мелким обломочным материалом различной крупности. В одних случаях мелкий материал сцементирован гидрохимически, в других — наблюдается слабое спекание.

Таким образом, и здесь фиксируются постепенные переходы: плотный андезито-базальт, пористый, брекчиевая лава, кластолава, агломератовый туф. В туфе фигурных бомб нет, поверхность обломков шероховатая, вероятно вследствие того, что расщепление их происходило в полужидком состоянии по контактам стекла и кристаллов. Обломочный материал, слагающий туф, обладает пористостью. Зоны кластолав и туфов интенсивно окрашены окислами железа в красный цвет.

В Южной части хребта Калман-Харгита (Румыния) карьером вскрыт сложный базальтовый некк, где также можно наблюдать постепенные переходы лавы в обломочный материал.

Следовательно, для сложных некков характерны постепенные переходы от лав к агломератам или туфам через брекчиевую лаву и кластолаву.

Вторичные некки

Подводящие каналы вулканов обычно расположены в пределах зон разлома. Часто подвижки возобновляются, и по области некка, обычно сложенного рыхлым материалом, внедряются новые порции лавы. Иногда это последние порции лавы тех же магматических очагов. Состав новой лавы, как правило, близок к материалу, слагающему вулканическую постройку. В моногенных вулканах Амурско-Уссурийской низменности — Барановском, Сельском, Синдинском, Болоньском и др. в области первичных некков произошло внедрение базальтов, обычно более щелочных, характерных для заключительных стадий посторогенного вулканизма. В процессе внедрения базальтов в шлаковые постройки вулканов произошло разрушение построек и образование зон кластолав, представляющих собой сложную породу, состоящую из оплавленных обломков шлака, сцементированных базальтом. Количество последнего уменьшается по мере проникновения в шлак [80].

К востоку от г. Берегово (Закарпатье) экструзия липарита Хаеш в центре руин вулкана, вероятно, также представляет собой вторичный некк.

Купол стратовулкана Безымянного Новый, расположенный в центральной части вулканической постройки, — типичный пример вторичного некка. В результате его выжимания и разрушения поступает на поверхность материал только раскаленных лавин и пирокластических потоков, в то время как по первичному каналу извергался обломочный материал, формировавший стратовулкан. Купол Суелич вулкана Шивелуч и более ранние купола андезита, расположенные в центральной части вулкана, периферия которого сложена вулканическим обломочным материалом, можно рассматривать как вторичные некки.

В изученных мной лавовых некках отмечено, что в первичных некках формируется горизонтальная зональность перехода лав в лавобрекчии и кластолавы, а во вторичных — обычно вертикальная, связанная с блоковым выжиманием частей вязкой лавы или дроблением лавы преимущественно по периферии некка в связи с расширением его в приповерхностной области.

КРАТЕРНО-ОЗЕРНЫЕ И КАЛЬДЕРО-ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ *

В пределах кратерно-озерных отложений значительную роль играют вулканогенно-осадочные породы и поэтому часто их рассматривают среди вулканитов удаленной зоны. Однако центральное положение их в пределах вулканических построек и наличие ювенильного гидротермально-эксгалиционного материала позволяет рассматривать их после нековых образований.

Описываемые отложения весьма сложны и разнообразны вследствие формирования в окружении пород разного химического и петрографо-литологического составов, температурного режима, поступления гидротермального и эксгалиционного материала разного состава и различных гидрогеологических условий. Вследствие этого большое разнообразие кратерно-озерных отложений еще не достаточно изучено. Образование их свойственно преимущественно завершающей стадии орогенного вулканизма, в период максимальной дифференциации подкоровой магмы и проявления коровой магмы. Этот период характеризуется образованием взрывных и депрессионных кальдер, отрицательных вулканотектонических структур, интенсивным проявлением эндогенных эманаций и гидротермальных растворов, которые приурочиваются преимущественно к этим отрицательным формам рельефа, где они метаморфизуют и разлагают породы и дают начало целой серии хомогенных компонентов; сами эндогенные и ювенильные гидротермальные растворы несут различные элементы, входящие в состав вулканогенно-хемогенных отложений. Наряду с этим эндогенные эманации дают ювенильные хомогенные отложения. Так, например, во взрывной кальдере вулкана Эбско (Курильские острова) отлагались бугры самородной серы более 1 м высотой.

Размеры кратеров, кальдер и кольцевых структур колеблются от единиц до десятка километров. Многие вулканы в зрелой стадии вследствие катастрофических взрывов расширяют свои кратеры. Наряду с этим образуются кальдеры обрушения и кольцевые структуры диаметром 10—20 км и более.

В зависимости от формы и размеров кратеров и кальдер распределяется в них седиментационный материал. В водоемах малых размеров наблюдается менее резкая дифференциация обломков по крупности, чем в больших, где образуются участки грубообломочного материала различной крупности, вплоть до блокового у стенок и илистого в центральной части.

Форма кратеров также определяет крупность материала: у пологих стенок отлагается мелкообломочный материал, а у крутых — крупнообломочный.

Кратерно-озерные отложения формируются за счет различных источников: 1) вулканотерригенного материала, образующегося за счет разрушения стенок кратеров и кальдер; 2) глинистого и частично обломочного материала, образованного в результате метаморфизма и разложения вулканитов; 3) ювенильного хомогенного материала, привнесенного эндогенными эманациями; 4) ювенильного пирокластического материала, главным образом за счет соседних вулканов. В зависимости от типа кратерно-кальдерных водоемов перечисленный материал накапливается в различных соотношениях или некоторые виды осадков выпадают. Для Камчатки и Курильских островов Г. М. Власов [19] выделяет три типа озер: 1) холодные пресноводные, 2) горячие с сильноминерализованной водой и 3) промежуточные — кальдеры опускания, в которые вода стекает с соседних кратерных озер.

В холодных пресноводных озерах, как, например, на Камчатке озера Карымское и Курильское, накапливается вулканотерригенный, тефроидный и пирокластический материал. Так, в террасах в северо-западной части оз. Курильского обнажаются базальтовые шлаки вулкана Ильинского мощностью около 5 м. Отложения обладают слоистостью. Мощность прослов от 2 до 5 см. Преобладающая крупность материала от 2 до 10 мм. Отдельные обломки достигают 3 см. В пределах прослов крупность материала увеличивается сверху вниз, что говорит об автохтонности тефры. Наряду с этим

* В дальнейшем нами эти два термина условно объединены в один — кратерно-озерные.

встречаются прослойки тефроидного песка, указывающего на отложение шлага в прибрежных условиях. В других обнажениях этого же озера наблюдается переслаивание тефроидных песков с глинами (бухта Северная). Наибольший интерес представляют озера, где на осадки оказали влияние эндогенные эманации и гидротермальные растворы.

В кратерных озерах скапливаются кислые сульфатные или сульфатно-хлоридные воды. По периферии озер отлагается сера вследствие более благоприятных условий окисления, а в центре — черные сульфиды железа, различные сульфаты, главным образом алунит и гипс, а также опал, каолинит, барит, окислы железа и др. Так, например, в кратерном озере вулкана Эбеко с 1935 по 1965 г. (за период между двумя извержениями) накопилась толща слоистых серых туффилов мощностью 14,5 м в прибрежной области и 4,5 м — в центральной. В 1 см осадка содержится до 25 тонких прослоев, видимо, связанных с изменением погодных условий. В прибрежной части озера концентрация серы в туффите достигает 75%, а к центру озера снижается до 25—15%, причем крупность зерен от краев озера к центру увеличивается от 0,25 до 1 мм, в то время как крупность терригенного материала снижается от 3 до 0,25 мм (рис. 59). Кратерно-озерные отложения вулкана Билибина на о. Парамушир представлены переслаиванием вулканотерригенного гравия и опала. В кипящем озере кальдеры Головинина (о. Кунаншир), по данным В. В. Бочкарева и др., в основании осадков залегает пласт вулканотерригенного щебня мощностью около 4 м, выше — сероносный желтый ил мощностью около 4 м. Во внутрикратерных озерах вулкана Кунтминтар отлагаются железные руды, содержащие 10% органических остатков и 60% окислов железа [91]. По стенкам кратерных озер идет образование вторичных кварцитов, которые, разрушаясь, дают в прибрежной части озер горизонты обломков и глыб вторичных кварцитов. С ослаблением или прекращением фумарольной деятельности происходит опреснение озер и понижение температур, что влечет за собой нарушение химического равновесия и резкое выпадение обильных осадков коллоидного кремнезема и других растворенных соединений. Эти горизонты в древних толщах фиксируют прекращение фумарольной деятельности. Особенность кратерно-озерных отложений — наличие облекающих текстур, образующихся вследствие облекания тонкослоистыми пластами неровностей кратерного озера с углами падения 35—40° (оз. Эбеко). Накопление кратерно-озерных отложений прерывается взрывами, в результате которых осадочные породы взламываются, превращаются в брекчию и затем при наполнении кратера водой снова покрываются осадочными породами. Такие отложения наблюдались на сером месторождении Новом на о. Итуруп [3].

Для кратерно-озерных отложений характерна также цикличность, проявляющаяся в межэруптивных паузах. В период извержений в кратерных озерах накапливается ювенильный пирокластический материал и иногда лавы, сменяющиеся вулканотерригенным мелкообломочным материалом и в заключение цикла — хемогенными осадками.

В центральной части вулкана Эбеко находится три кратера: верхний безводный, средний с горячей водой и нижний с холодной водой. Детальное изучение Г. М. Власовым [19] позволило установить семь циклов, состоящих (снизу вверх), из пирокластиков, сульфидов железа и серы.

Для хемогенно-терригенных кратерно-озерных отложений характерна также пестрота литологического состава. Здесь встречаются пласты ювенильного материала, гидротермально измененных обломочных пород, тонкослоистых песчаников, аргиллитов и различных хемогенных осадков. Кроме того, кратерно-озерным отложениям присуща резкая фациальная изменчивость. Грубообломочные отложения прибрежных фаций по простиранию (к центру озера) быстро сменяются гравелитами, песчаниками, аргиллитами, и наконец, хемогенными осадками [2].

Своеобразные и, видимо, весьма распространенные кальдерно-озерные отложения кальдеры Узон (Камчатка) представляют большой научный и практический интерес. Здесь кольцевая структура размерами 15×7,5 км характеризуется интенсивным гидротермальным процессом, который детально изучен

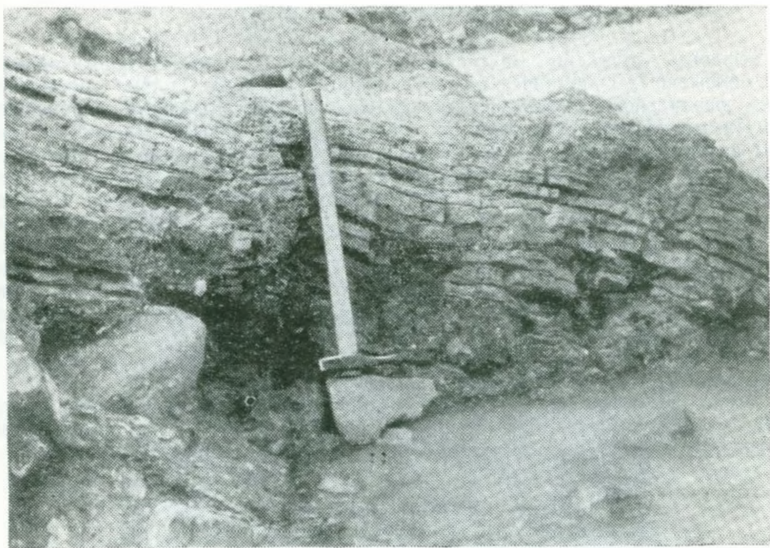


РИС. 59. Образование тонкослойных отложений серы в кратерном озере вулкана Эбско на о. Парамушир

коллективом ученых под руководством С. И. Набоко [31]. В пределах кальдеры расположен ряд озер с разными температурами воды и различной интенсивностью и концентрацией поступления гидротермальных растворов. Вследствие этого в одних озерах kloкочут грязевые котлы, в других идет отложение полиметаллических руд и сульфидов с илистыми отложениями и вулканотерригенным материалом, а в иных происходит отложение глинистого или терригенного материала. В результате сложных гидротермально-седиментационных процессов идет образование линз хемогенно-вулканогенных отложений с разной концентрацией рудных минералов: ртути, серы, свинца, цинка и др. Вулканогенно-хемогенные отложения Узона по комплексу минералов, условиям залегания рудных тел и по геолого-структурной обстановке аналогичны Береговскому полиметаллическому месторождению (Закарпатье). На Узоне и в Береговском месторождении можно выделить и своеобразный тип гидротермально-осадочного оруденения.

Наряду со своеобразными хемогенно-терригенными образованиями в пределах кратеров образуются гналокластиты. Хорошо известны гналокластиты Исландии, формирование которых происходит в кратерах вулканов, заполненных льдом. В период извержения лед плавится и образуются кратерные озера. Соприкосновение лавы с водой приводит к образованию гналокластитов.

В области Западного рифта Восточной Африки на юге острова Идживи в оз. Киву развиты кратерно-озерные гналокластиты. Они возникли в результате подводных извержений. Палагонитовые гналокластиты относятся к базальтовой магме [168].

Суммируя изложенное о кратерно-озерных и озерно-кальдерных отложениях, можно отметить характерные их признаки: 1) залегание пластообразных или линзообразных образований в виде изометричных небольших тел; 2) цикличность отложений; 3) наличие хемогенных осадков; 4) текстуры обтекания и первичные углы наклона слоев до 40° ; 5) пестрота литологического состава; 6) фацциальная изменчивость.

Тэфровые отложения по условиям образования наиболее примитивные из всех обломочных вулканических образований. Они представляют собой накопления ювенильного пирокластического материала автохтонного происхождения. Иными словами, это пирокластика, выпавшая непосредственно из атмосферы вслед за извержением и впоследствии не перемещенная. В зависимости от типа магмы и типов извержений тэфровые отложения приобретают своеобразные текстуры, структуры, определенную крупность материала и соответствующее агрегатное состояние. Основные лавы дают шлаки, разнообразные бомбы и глыбы, а кислые — распыленную тонкую пирокластику, пемзы и т. д. Иногда тэфра в прикратерных частях спекается, образуя агглютинаты. Часто тэфра засоряется обломками фундамента и формируются ксенотуфы, а своеобразные отложения тонкого материала обуславливает образование мелких пепловых шариков величиной с горошину. Такие отложения носят название пезолитовых туфов. Эти отложения представляют собой своеобразную тэфру и поэтому рассматриваются отдельно.

Поскольку тэфра по мере удаления от кратера дифференцируется по крупности, удельной массе и агрегатному состоянию, ее удобнее рассматривать в пределах трех зон: 1) прикратерной, 2) промежуточной, 3) удаленной*.

Тэфровые отложения прикратерной зоны

В прикратерной зоне, как правило, отлагается более крупный материал. В зависимости от типов извержения он обладает различной пористостью. Стромболианские и гавайские газонасыщенные извержения часто дают пористые шлаки, а вулканические — плотные и слабопористые глыбы. В перерывах между извержениями в кратере застывает лава и образуется плотная пробка. При взрывах материал пробки дробится на угловатые плотные блоки. Крупность материала различна от псефитового до блоков диаметром в несколько метров. При формировании шлаковых конусов наблюдается интересная закономерность — более плотные (тяжелые) обломки и бомбы отлетают от кратера дальше, чем пористый легкий шлак; они накапливаются у подножия конусов вместе с пеплово-лапиллиевым материалом, создавая своеобразные порфиновые структуры. Это объясняется способностью плотных бомб преодолевать сопротивление воздуха.

Накопление тэфры в зависимости от типов извержений различно. Извержения гавайского типа или близкие к ним, как, например, на Южном прорыве БТИ, 1976 г., дают легкий весьма пористый шлак и разнообразные фигурные бомбы, отпрепарированные мегакристаллы плагиоклаза, волосы Пеле и слабопористые обломки и глыбы.

Преобладающие размеры обломочного материала 5—30 см. Иногда образуются крупные плитообразные бомбы. В шлаковых конусах Амурско-Уссурийской низменности в нижней части Барановского и Сельского Сиддинского вулканов залегают лепешкообразные бомбы диаметром до 2 м и толщиной около 0,5 м (см. рис. 34, б). У подножия вулкана Зимина бомбы достигают диаметра от 2—3 до 10 м при толщине 0,3—0,5 м. При нагромождении весьма пластичного грубообломочного материала в прикратерной части образуются агглютинаты.

Стромболианские извержения также дают фигурные бомбы, но шлаковый материал более плотный. В районе Северного прорыва БТИ бомбы часто

* Данный раздел построен на материалах автора, собранных в процессе изучения извержений вулканов Карымского, Алаида, Тяти, БТИ и неизменной тэфры вулканов Ключевского, Безымянного, Шивелуча, Ильинского и др., а также тэфры неогеновых вулканов Амурско-Уссурийской низменности, Закавказья, Закарпатья и других вулканических областей, где полностью сохранились текстуры и структуры. Кроме того, использованы результаты исследований И. И. Гуценко [39], И. В. Мелекесцева и др. [92], собравших большой фактический материал о пирокластике Камчатки.



РИС. 60. Слоистая тefра у кратера конуса Такетоми вулкана Аланд с падением в сторону кратера

достигают 1 м, редко 2 м в поперечнике (см. рис. 27). Иногда стромболианские извержения дают лапилливно-пепловый материал с редкими бомбами до 20 см. Так, например, мелкие шлаки, слагающие побочный вулканический конус Такетоми вулкана Аланд, образовавшийся в 1934 г., имеют мощность прослоев псефито-пеплового материала у кратера 1—10 см (рис. 60), а в 400 м от некка, где слои приобретают почти горизонтальное залегание, снижаются до 2 см и менее. Слоистость обусловлена выбросом и отложением обломков разной крупности, причем в пределах прослоев дифференциация материала по крупности не наблюдается, вероятно, вследствие небольшой высоты выпадения пирокластики. Отсутствие сортировки обломочного материала по крупности вообще типично для прикратерных отложений. Следует отметить, что продукты извержений стромболианского типа весьма распространены в областях современного вулканизма, поскольку в настоящее время наиболее интенсивно проявляется основная подкоровая магма. Во внутренних стенках кратера вулкана Авача можно наблюдать несогласие напластования извержений 1926, 1938 и 1945 гг., вследствие разрушения прикратерной части взрывами. Ниже идут более древние отложения, хорошо видные во внутренних стенках кратера, высотой более 200 м. Горизонт шлака 1945 г. имеет мощность до 12 м. Он состоит из «рваных» обломков пористого базальта размером до 20 см, преобладают обломки 5—10 см. В отложениях наблюдается едва заметная

слонность, обусловленная различной интенсивностью извержения. В верхней части (3—5 м) шлак приобрел ярко-красный цвет и частично спекся, вероятно, в результате последующего окисления. Ниже залегают более сложные прикратерные образования: пласты шлака, агглютинаты, отложения раскаленных лавин и лав предыдущих извержений. На отдельных участках породы интенсивно изменены фумаролами (аргиллитизированы).

Извержения вулканского типа характеризуются выбросом раскаленного не светящегося материала, свойственного более вязкой магме и в периоды возобновления извержений после образования кратерных пробок. Это приводит к выбросу до 10% резургентного материала.

Андезито-дацитовый вулкан Карымский дает типичные вулканские извержения. Бомбы его, как правило, имеют угловатую форму, часто с гладкими поверхностями, но, растрескиваясь и расширяясь в объеме, по трещинам, обнажаются шероховатые поверхности лавы (см. рис. 29, а). Размеры обломочного материала прикратерных отложений колеблются в широких пределах, достигая блоков до 8—10 м в поперечнике.

В многочисленных разрезах прикратерных отложений можно наблюдать, что угловатый материал, накапливаясь, сохраняет полости между глыбами, а при спекании его в прикратерных частях расплющивания обломков не происходит, которое весьма типично для стромболианских и гавайских типов извержения. Мощность пластов агломератов достигает 8—10 м, без слонности и сортировки материала, но пласты грубой пироклаستيки часто разделяются пепловыми прослоями. Эти отложения изучались мной в прикратерных зонах вулканов Шивелуч, Безымянного, Авача, Камня и других, а также в вулканах Закарпатья [87] (см. рис. 34). В пределах прикратерных зон вулканов грубая пирокластика часто переслаивается с короткими лавовыми потоками мощностью 10—20 м (Шивелуч, Безымянный).

Во взрывной кальдере Безымянного, особенно в его западной части, четко видна грубая слонность, обусловленная переслаиванием грубообломочных туфов, коротких лавовых потоков мощностью 10—20 м и более и прослов с более тонким материалом. При формировании верхней части вулкана Безымянного, вероятно, преобладали вулканские извержения, вследствие чего грубообломочный, слабосцементированный материал представлен обломками и глыбами слабопористого серого андезита. Размер глыб достигает 0,5 и 1 м в поперечнике. В пределах пластов слонность и сортировка материала отсутствуют. Пепловый материал присутствует в незначительном количестве, благодаря чему между крупными глыбами сохранились полости. Около 10—15% обломков окрашено в красный цвет, вероятно вследствие вторичного перегрева. Редко встречаются обломки типа хлебной корки.

Плинианские извержения характеризуются сильной газонасыщенностью, вследствие чего грубообломочный материал обладает пористостью, иногда приобретая вид пемзы, и одновременно выбрасывается до 25% резургентного материала.

Пелейские извержения типа направленных взрывов в прикратерной части не дают больших накоплений. Ювенильный грубообломочный материал редко угловатой формы, с шероховатыми рваными поверхностями, мелкообломочный, типичен для удаленной зоны.

Грубая пирокластика прикратерных зон кислого состава изучалась на примерах Закарпатья, Приморского края, Средней Азии и других регионов, поскольку в настоящее время кислый вулканизм проявляется весьма ограниченно (Катмай, Кракату и др.).

К востоку от г. Берегово (Закарпатье) в руинах вулкана Хаеш агломеративные туфы сложены обломками пористого липарита и пемзы размерами 3—8 см, а иногда 10—20 см, переслаиваясь с короткими потоками липарита. Крупных блоков в этих пунктах не отмечено. В пределах пластов сортировка и слонность отсутствует. В нижних горизонтах наблюдается примесь обломков пород фундамента [81].

Агглютинаты представляют собой разновидность тefры, спекшуюся в компактную массу. Агглютинаты развиты в прикратерных частях вулканов. Состав их, как правило, основной. Примеров образования и непосредственных

наблюдений за ними множество. Раскаленный и часто пластичный материал, накапливаясь в прикратерной области, спекается в сплошную массу, в которой, однако, хорошо видны отдельные фрагменты. В зависимости от вязкости извергающихся комков лавы агглютинаты могут состоять из лепешкообразных, деформированных обломков или в вязких лавах сохранять свою первичную форму (см. рис. 16, б). Выше отмечалось, что размеры обломочного материала могут быть огромными (до 10 м в диаметре).

В процессе изучения вулканических толщ очень важно выделять области развития агглютинатов, поскольку они фиксируют близость очага извержения.

Псевдоагглютинаты или вторично спекшиеся туфы также представляют собой спекшуюся тэфру. Шлаковые конусы БТТИ 1975—1976 гг. после прекращения эруптивной деятельности стали интенсивно подвергаться вторичному разогреву. Аналогичное явление наблюдалось и на Олимпийском прорыве вулкана Алаид в 1973 г. Раскаленный материал конусов после прекращения извержения продолжал подсасывать кислород, что привело к окислительным реакциям и подъему температуры до 500° и выше. Многочисленные анализы показали увеличение в породах кислорода и переход закисного железа в окисное. Во многих разрушенных конусах побочных кратеров вулканов Ключевского, Алаида, Толбачикского дола, кратера Авачи и др. максимальное спекание и изменение пород приходится на верхнюю часть конусов, с глубиной степень спекания и покраснение пород снижается. Псевдоагглютинаты также указывают на близость очага извержения.

Несколько иного типа псевдоагглютинат (названный агглютинатом), обнаруженный в составе лунного реголита «Аполлон-16». Порода имеет кавернобрекчиевую текстуру и на 25% состоит из обломков плагиоклаза, пироксена и оливина, располагающихся в перекристаллизованном базисе из зерен плагиоклаза, пироксена, оливина, металлического железа, триолита, ильменита и хромита. По содержанию окислов агглютинат отвечает габбро-анортозиту. Предполагается, что метаморфические преобразования связаны с прогревом реголита под покровом раскаленных выбросов из крупных метеоритных бассейнов [135].

Тэфровые отложения промежуточной и удаленной зоны

Соотношение грубообломочного материала, слагающего вулканический конус и рассеянной вокруг пирокластики, колеблется в широких пределах и зависит от типов извержений. Южный прорыв БТТИ 1975—1976 гг., характеризующийся извержениями базальтовых продуктов, близкими к гавайскому типу, дал конус объемом около 0,034 км³ и рассеянной пирокластики приблизительно 0,024 км³, а Северный прорыв 1975 г. этого же извержения, где преобладал стромболианский тип, — объем трех основных конусов 0,33 км³ и рассеянной пирокластики 0,683 км³ [32]. Распределение пирокластики показано на рис. 61. Во время действия конуса I, в июле 1975 г., газово-пирокластическое облако поднималось на высоту до 14 км и пепел относился в океан на 1000 км. Вокруг конусов отлагался преимущественно мелкоцефитовый материал в радиусе 1—2 км с отдельными бомбами до 0,3 м в поперечнике, а псаммитовый материал в радиусе до 5—6 км. Алевритовый материал относился на 100 км и более к восточному побережью Камчатки.

Второй пример стромболианского типа извержения можно привести по побочному прорыву вулкана Тятя извержения 1973 г. На юго-восточном склоне вулкана побочный кратер выбрасывал пирокластику с 14 по 27 июля, а 28 июля давление упало и началось фонтанирование лавы. Конус этого кратера сложен слабопористым неравномернообломочным шлаком базальтового состава. В зоне главного пеплопада мощность слоя пепла постепенно снижалась от 3—5 до 0,4—0,8 м в 5 км от кратера, на берегу о. Кунашир. Основная масса пирокластики — псаммито-гравийная. По мере удаления от центра извержения размеры и количество гравийного материала резко уменьшаются.

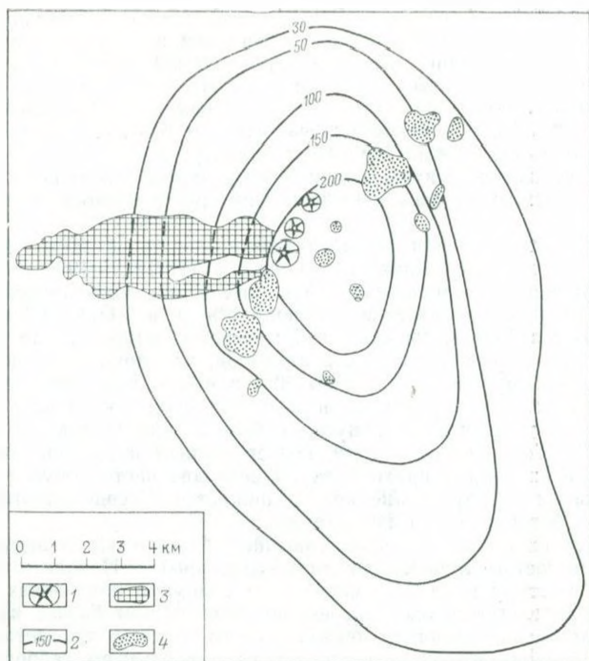


РИС. 61. Распределение мощностей пироклаستي Северного прорыва БТТИ, 1975 г. (составил В. А. Будников):
 1 — шлаковые конусы; 2 — изогилы мощностей пироклаستي;
 3 — лавовые потоки базальта; 4 — шлаковые конусы более ранних извержений.

Обломочный материал представлен весьма пористым базальтом. Пепловый материал также обладает тонкой пористостью с диаметром пор в сотые и тысячные доли миллиметра. Пепел фракции 1—2 мм имеет округлую и угловатую форму со сглаженными краями. По мере уменьшения крупности пепла до алевритового и пелитового форма его постепенно приобретает угловатость, а затем остроугольность (см. рис. 29). В пепле резко преобладает вулканическое стекло бурого и черного цвета с показателем преломления $1,561 \pm 0,002$ и единичные зерна плагиоклаза, моноклинного пироксена и магнетита. Очень редко встречаются обломки пород и минералов фундамента.

Проведенные химические анализы показали, что бомбы различной пористости и пеплы, удаленные на различные расстояния, имеют тождественный химический состав. Это объясняется тем, что пепел как в конусе, так и на значительном удалении от него имеет близкий гранулометрический состав. Кроме того, своеобразие извержения заключается в дроблении вязкого материала и фенокристаллов, вероятно, вследствие сильной газонасыщенности. Результаты многочисленных гранулометрических анализов пеплов вулкана Тятя показали наличие псаммитового материала размером от 0,1 до 2 мм от 75 до 95%, и только пепел, взятый в 120 км от центра извержения, содержит около 44% псаммитового материала размером от 0,25 до 0,1 мм (рис. 62).

Вулканический тип извержений также весьма характерен для вулканов Карымского, Безымянного, Жупановского и Ключевского в периоды менее интенсивной деятельности. Извержения Ключевского вулкана в 1962 г. показали, что стромболианские взрывы дают более тонкий материал, чем вулканостромболианские, и пепел первых относится на более далекие расстояния, чем

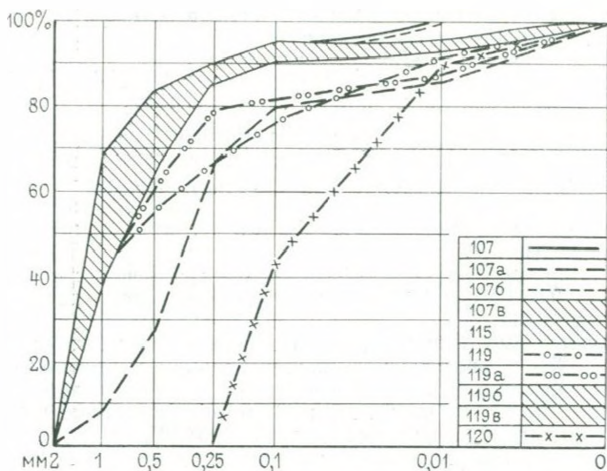


Рис. 62. График гранулометрического состава пеплов вулкана Тятя извержения 1973 г. Проба 107 взята в стороне от оси пеплопада, а проба 120 — в 50 км от центра извержения

последних. Извержение главного кратера Ключевского вулкана в ноябре—декабре 1962 г. сопровождалось подъемом эруптивного облака более чем на 3500 м с радиусом выпадения пеплов от 35—40 до 75 км. Общее количество выпавшего пепла составило $0,02 \text{ м}^3$, что намного меньше предыдущих извержений (1937—1938 гг. — $0,16 \text{ км}^3$; 1945 г. — $0,6 \text{ км}^3$).

Извержения вулкана Безымянного И. И. Гущенко [39] делит на четыре фазы: 1) пепловая докульминационная стадия извержения вулканоплинианского типа, давшая в 42 км от вулкана $0,15\text{—}0,27 \text{ кг/м}^2$ пепла, а общее количество пепла — 530 млн. т; 2) период роста купола с малым количеством выбросов пепла дает пепла 1—2 млн. т; 3) кульминационный катмайско-безымянный взрыв в 42 км от вулкана дал $24,5 \text{ кг/м}^2$, общее количество пеплов составило 150 млн. т, а вместе с пирокластическим потоком — 2400 млн. т; 4) послекульминационный период (с 1956 по 1963 г.) дал 12 небольших пепловых извержений с общим количеством пепла 3 млн. т. Во время кульминационного взрыва Безымянного 30 марта в пос. Ключи в 42-х км от вулкана вначале падал пепел размером до 3 мм, а затем пошел более мелкий. Фракции размерами менее 0,25 мм составляли 97,4%, а менее 0,05 мм — 28,4%, относительно слабые извержения этого вулкана до пос. Ключи доносили более тонкий материал. Наиболее крупные фракции 0,05—0,25 мм составляли обычно от 11,39 до 19,3% и только 17 ноября 1955 г. — 52,3% и 26 марта 1961 г. — 79% [39].

Андезито-дацитовый вулкан Карымский весьма типичен для вулканических извержений. Один из наиболее сильных его взрывов произошел 11 мая 1963 г. Взрывное облако достигло высоты 10 км, и в районе вулкана выпал пористый андезито-дацитовый шлак в количестве до 150 кг на 1 м^2 , а в Петропавловске-Камчатском, расположенном в 130 км на юг от вулкана, — слой $1,5\text{—}2 \text{ мм}$, т. е. $0,3 \text{ кг/м}^2$.

Материал этого взрыва скорее типичен для плинианских взрывов, нежели для вулканических. Менее сильные взрывы представляют типичные вулканические извержения. В период активности происходит 30—60 небольших вулканостромболианских взрывов в сутки с выбросами малого количества пепла. Они совершенно не вредят пышной растительности, обогащая почвенно-гумусовый слой и одновременно наращивая вулканическую постройку. Пепел имеет темно-серый цвет и представлен преимущественно псаммитовой фракцией. Гра-

нулометрический состав пепла, собранного нами в сентябре 1966 г. у южного основания молодого конуса, следующий:

| | | | | | | | |
|--------------------------|------|------|-------|----------|----------|----------|-------|
| Размер фракции, мм . . . | 2 | 2—1 | 1—0,5 | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,01 | <0,01 |
| Содержание, % | 2,10 | 7,85 | 21,75 | 36,75 | 26,55 | 2,55 | 2,45 |

Как видно из анализа, на долю псаммитового материала (0,1—2 мм) приходится 92,90%, причем главную массу составляет материал от 0,1 до 1 мм (85,05%). Отобранная серия проб пеплов у подножия конуса вулкана, где пепел частично перекрыт, также содержит малое количество пелитового и алевроитового материала — от 5 до 15% и только в одной пробе 23,70% алевроитового материала.

В 1977 г. по пробе, взятой в 1 км от кратера, пепел состоял только из двух фракций 0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм с резким преобладанием последней фракции (см. рис. 31).

В заключительный этап извержения конуса I Северного прорыва БТТИ 8—9 августа 1975 г. пронзошли вулканические взрывы, сопровождавшиеся выбросом пелито-алевроито-базальтового материала. В 3 км от кратера мощность слоя достигала 10—15 см, здесь пелитовый материал составлял 20% и более, а в 1,2 км пелитовый и алевроитовый материал — 58,10%.

Пелейский тип извержения (направленных взрывов, или палящих туч) на Камчатке наблюдался во время извержения Безымянного 30 марта 1956 г. и Шивелуча 12 ноября 1964 г. Они также отмечены на вулканах Ласен-Пик (1915 г.), Лимиштон (1951 г.) и Хибок-Хибок (1951 г.). Этот тип извержений характеризуется разделением пепла по агрегатному состоянию. Ближе к центру извержения отлагаются ювенильные литокластические обломки, обычно андезита, далее резко преобладают кристаллы правильной огранки, образуя иногда кристаллокластические туфы, а на расстоянии десятков километров формируются прослои витрокластического материала.

При выладении пеплов в промежуточной и удаленной зонах, благодаря воздушной дифференциации, вначале выпадает более крупный и тяжелый материал, а затем мелкий. Каждый взрыв завершается выделением наиболее тонкого материала. Таким образом возникает прямая циклическая текстура. Однако если пористый материал выпадает в водный бассейн, то вначале погружаются не пористые более мелкие обломки, а пористые более крупные погружаются только после заполнения пор водой. Таким образом формируется негативная (обратная) циклическая текстура (см. рис. 19).

В зависимости от состава магмы и типов извержения пепловый материал приобретает своеобразную форму и состав. Пеплы основного состава представляют собой рваные комья лавы (стекла), а кислого — приобретают рогульчатую форму. Следует напомнить, что в настоящее время вулканы Камчатки и Курильских островов при андезитовых и дацитовых извержениях не давали пеплов рогульчатых форм. Они отмечались частично только во время извержения Катмая в 1912 г. (Аляска). Андезитовые пеплы имеют преимущественно изометричную форму. По мере уменьшения крупности материала форма обломков упрощается.

ПИЗОЛИТОВЫЕ ТУФЫ

Пизолитовые туфы имеют большое генетическое значение, поскольку наличие их указывает на накопление автохтонной тефры. По существу это тонкообломочная тефра, обладающая своеобразной текстурой и развитая в пределах промежуточной и удаленной зон.

Пизолитовые туфы состоят из пеплового материала, содержащего небольшие скопления пепла шарообразной или эллипсоидальной формы. Преобладающие их размеры 2—15 мм, очень редко достигают 30 мм и более. Строение шариков сферическое. Причем строение их относительно, независимо от типа вулкана, вещественного состава и возраста. В центральной части они сложены более крупным пепловым, обычно алевропелитовым материалом, таким же, как и материал, в котором они расположены, а периферия — более тонким материалом, обычно пелитовым.

Пизолитовым туфам посвящена обширная литература, приведенная в работе Д. Мура и Д. Пека [162]. Образование этих туфов отмечено во время извержения вулкана Везувий, Кракатау в 1883 г., когда пепловые шарики (град) выпали в 150 км от Джакарты.

Наличие неотсортированного материала в ядре и тонкий материал по периферии шариков позволили Д. Муру и Д. Пеку высказать предположение о формировании шариков в две фазы. Первая — быстрая концентрация в пепловой туче и вторая — нарастание тонкого материала во время падения шарика в пределах тучи. Образование ядра объясняется прохождением дождевых капель через тучу или концентрацией воды из паров, содержащихся в облаке. Вероятно, эти варианты взаимно не исключаются. При падении шарики иногда деформируются и раскалываются, при этом чаще дробится тонкообломочная оболочка. Образование шариков указывает на аэральное извержение: отложение их происходит в наземных и прибрежных условиях и, конечно, в подавляющем большинстве случаев вблизи центров извержения.

С 2 по 17 мая 1961 г. происходило извержение вулкана Чукурачка на о. Парамушир [123]. Пепел базальтового состава на 83% состоял из алевритового материала, пепел не ложился ровным слоем, а образовывал шарики до 1 мм в поперечнике, неравномерно распределявшиеся на снегу.

Пизолитовые туфы андезито-дацитового состава встречены автором среди верхнеплутоновых молассовых отложений Закарпатья, у с. Кибляры, где они образовали прослой до 0,5 м мощности, составляя более 50% объема породы. Размеры шариков от 3 до 15 мм, их форма круглая, реже эллипсоидальная, иногда они сплюснены, периферия сложена более тонким материалом. Аналогичные пизолитовые туфы липаритового состава встречены также на о. Кунашир у Горячего Пляжа среди отложений позднеплейстоценового возраста. Пизолитовые туфы хорошо сохраняются и в древних толщах; они часто встречаются среди триасовых туфов Сибирской платформы, в девонских отложениях Восточного Казахстана [59], в докембрийских толщах олоонецкой диабазовой формации [69] и во многих пунктах как у нас, так и за рубежом (см. рис. 18, а).

Таким образом, пизолитовые туфы указывают на: 1) аэральное извержение; 2) относительную близость к центрам извержения; 3) автохтонное происхождение туфов.

КСЕНОТУФЫ

Ксенотуфы можно рассматривать как горную породу и как генетический тип отложений. Образуются они главным образом в начальную стадию жизни вулкана и слагают нижние горизонты прикратерных областей вулканов в процессе извержений стромболианских, вулканических и близких к гавайским. Плинианские и особенно фреатические извержения, обычно сопровождающиеся расширением жерла, проявляются на разных этапах жизни вулканов и формируют горизонты ксенотуфов в любых возрастных частях вулканических построек.

Большое трещинное Толбачикское извержение 1975—1976 гг., изученное при помощи различных точных геофизических и геодезических методов, показало, что подъем магмы происходит по трещине шириной 1—2 м. В момент выхода магмы на поверхность извержение началось из 11—30 бокк на протяжении 300—600 м. В начале выходил белый газ, затем в течение 3—5 минут выбрасывался прорываемый приповерхностный черный материал фундамента. Затем вместе с материалом фундамента начал выбрасываться раскаленный ювенильный материал, быстро увеличивающийся в объеме. Фронт выброса пирокластики быстро сокращался, сосредоточиваясь на десятках метров, как при образовании конуса II Северного прорыва БТТИ, фронт прорыва сократился с 300 до 40 м за 10—12 час. Затем началась разработка жерла круглого или эллипсоидального сечения. Диаметр жерла после прорыва сформировался за один сутки. В это время высота конуса была 30 м. Следовательно, горизонт ксенотуфов сформировался менее чем за сутки, имея мощность 10—30 м и протяженность 200—300 м.

Поскольку в начальные стадии жизни вулкана сила взрывов относительно невелика, то чуждый материал отлагается в прикратерной части. Таким образом, ограниченность во времени поступления чуждого материала обуславливает малую мощность пластов, а слабая сила взрыва лимитирует пространственное распространение. Изучение ксенотуфов на многих разрезах вулканических построек неизменно показало малую мощность горизонтов ксенотуфов и приуроченность их к прикратерной зоне, что является уверенным признаком близости жерловины вулкана. Здесь же следует заметить, что отдельные глыбы или как это наблюдалось в 1975 г. на БТИ шары пород фундамента, отороченные несколькими зонами (пленками) базальтовой лавы, выбрасывались на протяжении всей деятельности вулканов. Однако ксенотуфы при этом не образовывались.

Количество чуждого материала колеблется в широких пределах, иногда переходя условное количество 50%, и тогда породе правильнее называть эруптивной брекчией. При описании ксенотуфов приведен ряд примеров условий их залегания и даны критерии диагностики пород. В данном разделе следует отметить, что диагностика их необходима, поскольку ксенотуфы, залегающие в основании вулканических построек, указывают на близость центров извержения, с которыми часто связаны месторождения полезных ископаемых.

ОТЛОЖЕНИЯ НАПРАВЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ

Эти отложения связаны со сложным типом извержений, в котором нужно различать два типа образований: 1) резургентный материал вулканической постройки, разрушенной взрывом и отложенный у подножия вулкана, и 2) ювенильный материал направленного взрыва — «палящая туча».

Извержение, производящее выброс резургентного материала с разрушением вулканической постройки, известно в литературе под названием «направленный взрыв», или «безымянный тип». Изучено было в 1956 г. во время извержения вулкана Безымянный [37]. Извержение, дающее палящие тучи, обычно именуют «пелейским», по известному извержению вулкана Мон-Пеле в 1902 г.

Резургентный материал направленного взрыва грубообломочный, обычно не измененный, причем перенос блоков слоистого слабосцементированного туфа размерах в 10 м и более осуществляется в газовом облаке без дробления его. Ювенильный материал «палящих туч» обычно мелкообломочный, подвергающийся сепарации в процессе переноса по воздуху и отложению. Причем резургентный материал направленного взрыва следует разделять на два подтипа: грубый, отложенный у подножия вулкана, и раздробленный, отнесенный в удаленную зону. В древних толщах на это обычно не обращают внимания.

Резургентный грубообломочный материал направленного взрыва, отложенный у подножия вулкана. Эти отложения имеют широкое распространение вблизи современных безглавленных вулканов Камчатки и Курильских островов в СССР и других вулканических областей за рубежом. В качестве примеров можно назвать такие общеизвестные вулканы как Безымянный, Шивелуча, Авача, Козельский, Аланд, кальдере Заварницкого на Курильских островах, дважды взорванную, и многие другие. Вершина Везувия во время извержения 79 г. н. э. также была взорвана.

В результате направленного взрыва Шивелуча 12 ноября 1964 г. образовался кратер размером $1,5 \times 3$ км и глубиной 300—700 м [36]. Объем отложенный направленного взрыва оценивается в $1,5 \text{ км}^3$. Главная масса грубообломочного материала отложилась на расстоянии 5—10 км от кратера, образовав сплошной покров общей площадью 98 км^2 . После выброса материала происходило некоторое его движение по инерции, на что указывают крутой уступ фронтальной части массива, борозды, оставленные огромными глыбами на поверхности, и обтекание положительных форм рельефа. Поверхность его также холмисто-грядовая с радиальным расположением по отношению к кальдере. Превышение их от 2 до 20 м. Мощность материала направленного взрыва достигает нескольких десятков метров, на отдельных участках 50—

70 м. Отдельные глыбы до 10 м в поперечнике были отброшены на 12 км. Обломочный материал был выброшен в холодном состоянии, о чем свидетельствуют глыбы льда объемом 10—15 м³, встреченные на расстоянии 10 км от эруптивного центра, и значительное количество глыб с обломочным материалом, сцементированных льдом. До извержения 1964 г. вулканическая постройка Шивелуча неоднократно разрушалась. Предыдущая форма вулкана представляла собой обезглавленный вулкан с уничтоженной южной частью вулканической постройки. У его подножия были разбросаны глыбы до 10 м в поперечнике, а в удалении на 15 км от кратера — 2—3-метровые. В глубоко врезанных ручьях также наблюдались отложения направленных взрывов.

Наиболее крупный направленный взрыв произошел в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы. По данным Е. Е. Милановского, в результате катастрофического извержения вулкана Меру образовался мощный покров отложений направленного взрыва. Они были выброшены в виде веера на расстоянии до 30—40 км от кратера. Общая площадь отложений 700—750 км² при мощности более 30—40 м. Поверхность покрова холмистая с высотами 10—20 м. Холмы образуют гряды, соответствующие струям перемещения вулканического материала [27].

Продукты направленного взрыва Безымянного в 1956 г. изучались мной в 1959, 1960, 1967 гг., а непосредственно после извержения — Г. С. Горшковым и Г. Е. Богоявленской [37]. В результате взрыва 30 марта 1956 г. вулкан понизился всего на 180 м, но в его центральной части образовалась взрывная кальдера площадью 1,7×2,8 км, глубиной около 350—400 м, объемом полости 2 км³.

Грубообломочный материал направленного взрыва был выброшен к подножию вулкана и отложился в виде сектора до 15 км от центра извержения, а отдельные глыбы 1—2 м в диаметре — более чем на 20 км. Мелкий раздробленный материал покрыл площадь около 500 км². Блоки агломерата диаметром до 10 м, а возможно и больше были отброшены на расстояние 5—7 км. Значительная часть грубообломочного материала отложилась в долине р. Сухой Хапцы, часть — на склонах сопки Зимня независимо от рельефа. Значительная часть грубообломочного материала направленного взрыва перекрыта пирокластическим потоком, поэтому площадь его ориентировочно определена в 90—100 км². Взрывной материал образовал холмисто-грядовой рельеф с радиальной ориентировкой гряд в центральной части площади и перпендикулярной — во фронтальной. Превышение составляет 15—20 м. Однако если учесть углубления, перекрытие пирокластическим потоком, то превышения составят до 30 м. Мощность отложений направленного взрыва неравномерная — от нескольких до 40 м. Материал направленного взрыва нигде не обжигает подстилающих пород и растительный слой, что указывает на выброс его в холодном состоянии. Он представляет собой глыбы и бочки агломератового слабоцементированного туфа, глыбы лавовых потоков и андезит более раннего центрального купола. Отдельные блоки объемом 20—30 м³ задержались на пологом склоне вулкана, куда была выброшена основная масса. Блоки сложены прикратерными отложениями в виде глыб андезита размерами до 1 м в поперечнике. Через 2—3 года глыбы разрушились и приобрели конусообразную форму. Материал направленного взрыва в пределах глыб не испытывал дополнительного дробления и по существу представляет собой грубую тefру, отложенную в прикратерных условиях. Вследствие этого крупность обломочного материала не может быть критерием для диагностики отложений направленного взрыва, поэтому гранулометрический состав тefры обуславливается типами извержений. До 30% обломков имеют розовый или красный цвет, свойственный резургентным обломкам или вторично выброшенной пирокластике.

Отложения направленного взрыва вулкана Авача изучались мной [79], Т. С. Красовой, И. В. Мелекесцевым [92] и др. В результате катастрофического взрыва вулкан был обезглавлен и понизился на 1100—1300 м. Материал направленного взрыва был выброшен на юг, и, судя по останкам покрова, первичная площадь его определена в 400 км² при средней мощности 40—50 м, что составляет объем 16—20 км³. Впоследствии материал направ-

ленного взрыва частично перекрыт агломератовым пирокластическим потоком Авачи, причем в местах перекрытия рельеф не полностью синвелирован, как на Безымянном, а только обволакивает неровности. Вследствие этого здесь сохранился холмисто-грядовой рельеф, типичный для извержений направленного взрыва. Материал направленного взрыва залегает на отложениях дельтовой равнины, сформированной во время последнего межледникового (Q_3^1), и перекрыт моренами II фазы верхнеледстоцевого оледенения (Q_4^1) [92].

Суммируя сказанное, можно отметить следующие диагностические признаки образований направленного взрыва [87]: 1) залегание материала направленного взрыва на расчлененной поверхности склона и подножия вулкана; 2) залегание пластообразное длиной до десятков километров, вытянутое в сторону взрыва и мощностью в несколько десятков метров; 3) материал резургентный, холодный, представляющий собой главным образом глыбы литифицированной прикратерной тefры, иногда слоистой с различной ориентировкой направления слоистости; 4) форма глыб агломератовых туфов и лав угловатая; при разрушении агломерата на первичные глыбы последние в большинстве сохраняют свои начальные формы, без дополнительного дробления, при раскалывании дают ровную поверхность, секущую фенокристаллы; 5) при разрушении блоков агломератового туфа преобладает грубообломочный материал; 6) сортировка, слоистость материала отсутствуют; 7) в неразрушенных блоках агломератовых туфов сохраняются все диагностические признаки прикратерных образований.

Резургентный раздробленный материал направленного взрыва, отложенный в удаленной зоне. Более мелкий материал направленного взрыва, образующийся за счет выделения из глыб пеплового материала и частичного дробления более крупного, выбрасывается в направлении взрыва на 30—40 км. Он также не раскален и представляет собой резургентный материал, мощность которого по мере удаления уменьшается. Во время извержения Безымянного в 1956 г. в 10—20 км от центра извержения он образовал слой мощностью 2—3 см. Аналогичные отложения наблюдались мной на вершинах куполов, расположенных у подножия Шивелуча. Эти отложения относятся к извержениям до катастрофического взрыва 1964 г. На расстоянии 10—15 км от центра извержения их мощность достигала 8—10 см. Размерность материала мелкопесчанистая, форма обломков угловатая. Наряду с обломками пород присутствует значительное количество кристаллов.

ОТЛОЖЕНИЯ «ПАЛЯЩИХ ТУЧ»

Извержения, порождающие палящие тучи (пелейские), следуют непосредственно после выброса нераскаленного резургентного материала, слагающего постройку вулкана. Существенное отличие палящих туч заключается в том, что ювенильный материал раскален и газонасыщен. Исследованию обугленных остатков методом ИК-спектроскопии в результате воздействия классических палящих туч вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника и вулкана Суфрьера на о. Гваделупа позволили Р. К. Маури и др. [159] оценить температуру материала палящих туч и пирокластических потоков. Наиболее высокие температуры (350—450°) у пемзовых и агломератовых потоков; у пеплово-лапиллиевых отложений палящих туч—250—350°. Признаков спекания в них не наблюдается. На ошибочность связи палящих туч с игнимбритами мной указывалось неоднократно в работах, посвященных этому вопросу. Однако обугливание древесины и температурное воздействие на подстилающие породы отмечалось повсеместно.

Образование палящих туч вулкана Безымянного описано Г. С. Горшковым и Г. Е. Богоявленской [37], отложения эти изучались мной в 1959 и 1960 гг. Вырвавшийся из кратера пепел с колоссальной силой устремился почти горизонтально на восток. Он обжег кору и поверхность стволов деревьев с западной стороны, выше слоя снега, толщина которого здесь достигала 3 м. На протяжении 25—30 км от кратера на площади 500 км² деревья были обожжены. Пеплово-лапиллиевые отложения на протяжении первых 10—12 км образовали постепенно уменьшающийся слой мощностью от 5 до

3 см, на расстоянии 30 км он составлял до 0,5 см. Отобранный и проанализированный мною материал, взятый в 12 км от кратера (проба 170) и в конце его (проба 174), показал следующий гранулометрический состав (в %).

| Размер фракции, мм | Проба 170 | Проба 174 |
|--------------------|-----------|-----------|
| Более 3 | 44,49 | — |
| 3—2 | 4,65 | — |
| 2,1 | 4,59 | 0,22 |
| 1—0,5 | 9,41 | 0,50 |
| 0,5—0,25 | 11,59 | 3,89 |
| 0,25—0,14 | 1,61 | 1,20 |
| 0,14—0,1 | 1,22 | 3,05 |
| 0,1—0,01 | 0,09 | 8,14 |
| Менее 0,01 | 16,48 | 82,97 |

Пепел имеет угловатую и остроугольную форму. Причем по мере удаления от вулкана снижается количество тяжелых минералов и увеличивается содержание обломков стекла.

Для «палющих туч» характерна воздушная сепарация материала. После известного катастрофического извержения вулкана Суфриер в 1902 г. в областях, прилегающих к вулкану, пирокластика содержала до 60% кристаллокластического материала, а за 100 км от эруптивного центра отлагались пеплы, состоящие преимущественно из стекла [142].

ОТЛОЖЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

Катмайские извержения, дающие пирокластические потоки, часто сопровождаются двумя другими типами извержений: безмянным (направленного взрыва), в процессе которого происходит разрушение части постройки, главным образом обезглавливание ее направленным взрывом, и пелейским (палющей тучей), по существу тоже направленным взрывом с выбросом ювенильного материала. Поэтому прежде образование игнимбритов связывалось с палющими тучами.

Пирокластические потоки характеризуются выносом из кратера сильногазопасыщенного ювенильного, раскаленного обломочного материала, который не распыляется в воздухе, а перекатываясь через край кратера течет по пониженному рельефу, подобно реке. Т. Миллер и Р. Смитт [161], изучая хорошо сохранившиеся четвертичные пеловые пирокластические потоки кальдер Аниакчак и Фишер на Аляске, установили, что в некоторых случаях пирокластические потоки, пройдя около 50 км, преодолевают возвышенности до 260 м, а иногда и до 500 м.

Р. С. Спарк и Л. А. Вильсон [170] предложили модель образования игнимбритов путем оседания гравитационной колонны. По их данным типичная колонна вулканического извержения представляет собой струю газов и диспергированных твердых частиц, устремленную в атмосферу. Начальной движущей силой извержения служит резкий спад давления и соответствующее расширение газовой фазы. Возникающий при этом выброс газово-твердой смеси начинается при высоких скоростях — порядка 100—600 м/с. Под действием силы тяжести скорости быстро падают (в 15—50 раз) и достигают нулевых значений на пути в десятки — сотни метров при стромболианском типе вулканизма и в первые километры при плиннианском типе. В момент выхода смеси из вулканического отверстия ее плотность превышает плотность атмосферы не менее чем в 5 раз, обычно во много раз больше. Однако из-за падения крупных обломков и разбавления нагретым веществом атмосферы плотность исходящей смеси быстро падает, и в случае, когда она становится больше, чем плотность атмосферы, возникает конвекционный подъем материала, особенно заметный при плиннианских извержениях. В обратном случае, если, несмотря на неизбежные потери, эффективная плотность газово-твердой смеси все-таки превышает плотность окружающей атмосферы, конвекция не возникает. Возможность достаточно резкого оседания ранее созданной гравитационной колонны физически выражается в существенно латеральном течении извергнутого материала по внешним стенкам вулканической постройки.

Это последнее обстоятельство создает главную предпосылку для формирования игнимбритов.

Надо полагать, что предлагаемый Р. С. Спарком и Л. А. Вильсоном механизм образования игнимбритов относится к разнообразным пирокластическим потокам.

Ф. Эйгенфельд [140], изучая широко развитые в Центральной Европе пермские и верхнекаменноугольные игнимбриты, пришел к выводу, что важным условием образования игнимбритов является увеличение объема газов в магме при понижении давления во время подъема. Однако при миграции газов во вмещающие пористые породы образование игнимбритов становится невозможным. Наряду с пирокластическими потоками отмечалось образование игнимбритов в жертвых условиях. Они описаны на Северном Кавказе Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским [95, 96], Б. Г. Беккером [134] в рифтовой долине Кенин.

В зависимости от типа магмы и особенностей извержения пирокластические потоки дают весьма разнообразные образования: игнимбриты, пемзы, различные агломераты. В последние два десятилетия диагностике игнимбритов в литературе уделялось много внимания, поэтому они теперь легко распознаются. Однако разнообразные отложения агломератовых пирокластических потоков имеют гораздо большее распространение, но они очень редко описываются, хотя диагностика их может дать интересную информацию в научном и практическом отношении.

Накопившийся большой материал об изучении пирокластических потоков позволил дать их классификацию.

I. Игнимбритовые пирокластические потоки: 1) с образованием фьямме; 2) с переплавлением материала до образования игнисумитов.

II. Пепловые пирокластические потоки: 1) не спекшиеся; 2) спекшиеся.

III. Пемзоводные пирокластические потоки: 1) наземные; 2) подводные.

IV. Агломератовые пирокластические потоки: 1) с твердым «самовзрывающимся» материалом, обычно андезитового или дацитового состава. В процессе движения вследствие сколов углов глыбы приобретают округлую форму (Безымянный тип потоков). При повышенной пористости дацитовых потоков образуются пемзы; 2) с пластичным грубообломочным материалом, деформирующимся в округлые шары-бомбиды, обычно базальтового или андезито-базальтового, редко андезито-дацитового состава — авачинский тип потоков; 3) смешанные, содержащие значительную часть бомбидов полупластичного, андезитового или андезито-базальтового состава — кунаширский тип потоков; 4) с твердым плотным материалом, раскалывающимся по гладким плоскостям, не дающим бомбидов или сколотых шаров — тип потоков Сомма — Авача.

Пирокластические потоки в приведенной классификации по составу и по масштабам весьма различны. Игнимбритовые, пемзовые и пепловые пирокластические потоки формируются, как правило, за счет кислой магмы, вероятно коровой, в то время как агломератовые пирокластические потоки образовались вследствие проявления обычно подкоровой магмы [83, 87]. Отмечалось, что в современных вулканических областях на планете проявляется только основная подкоровая магма с кислыми дифференциатами небольшого объема (Катмай, Кракатау, Исландия и др.). Главные отличия вулканизма, дающего игнимбритовые и пемзовые пирокластические потоки, от современного вулканизма, которому свойственны не спекшиеся агломератовые пирокластические потоки, следующие.

1. Извержения пирокластических потоков, дающие игнимбритовые поля, составляют тысячи и десятки тысяч кубических километров, в то время как современные кислые пирокластические потоки составляют десятки доли, единицы или редко десятки кубических километров.

2. В вулканических формациях, включающих игнимбриты, вулканисты основного состава отсутствуют или составляют единицы или доли процента от общего количества вулканитов. В современных вулканических формациях, включающих пирокластические потоки, наоборот, кислые дифференциаты составляют единицы или доли процента от продуктов основного состава.

3. При формировании современных пирокластических потоков образуются преимущественно взрывные кальдеры (Мон-Пеле, Мерапи, Безьянный, Шивелуч и др.). Поля игнимбритов приурочиваются к кальдерам обрушения диаметром 10—40 км и более и иногда сопровождаются трещинами, по которым также происходит извержение.

Вопросы генезиса пирокластических потоков рассматривались на ряде совещаний и симпозиумов. Им посвящена обширная специальная литература.

Изучение различных пирокластических потоков позволило установить ряд закономерностей их формирования [83, 87]: 1) образование отложений в результате извержений, близких катмайским; 2) сильная газонасыщенность извергающегося раскаленного обломочного материала, образующего газово-обломочную суспензию; 3) движение пирокластических потоков обычно по пониженным частям рельефа и нивелировка поверхностей с образованием ровной или слабоаклонной поверхности, если пирокластического материала достаточно (Катмай, Безьянный); 4) отсутствие сортировки обломочного материала и слоистости в разрезах пирокластических потоков; 5) возможность вторичного перегрева, в результате чего в одних случаях происходит полное сваривание обломков (игнимбриты), в других — частичное, или покраснение мелкообломочного материала; 6) образование вторичных фумарол, в особенности в агломератовых пирокластических потоках, более интенсивно литифицирующих отдельные участки, в результате чего при разрушении агломератовых потоков образуются сложные, иногда причудливые формы выветривания; 7) в процессе движения потока и дробления материала фенокристаллы отделяются от стекла, сохраняя первичные формы, в дальнейшем происходит скальвание углов и граней кристаллов, и тем больше, чем дальше они переместились от центра извержения; 8) наличие примеси чуждого и резургентного материала; 9) метаморфизм резургентных обломков с изменением оптических свойств плагиоклазов и частичным переплавлением чуждых обломков; 10) образование столбчатой отдельности в спекшихся породах.

В зависимости от типа пирокластических потоков формируются те или иные вулканические продукты, краткая характеристика которых приводится ниже.

Отложения игнимбритовых пирокластических потоков *

Игнимбритовые пирокластические потоки обусловлены проявлением преимущественно магмы кислого и реже среднего состава. Образование их связано с формированием крупных кальдер обрушения диаметром от десятков километров. Объемы и площади, занятые игнимбритовыми покровами, огромны.

По данным С. В. Арамаки [4], пирокластические потоки Японии имеют объемы от 10^{-5} до 10^2 км³. Широко известные игнимбриты Северного острова Новой Зеландии распространены на площади 2500 км². Здесь удалось выделить от 2 до 6 игнимбритовых потоков. По длине потоки прослеживаются на 42 км [137]. В горах Бамбуто (Камерун) покров игнимбритов мелового возраста в изученном районе развит на площади около 400 км² и в центральной части имеет мощность около 300 м [147]. Р. В. Беммелен [9] указывает на наличие горизонтов игнимбритов в Индонезии мощностью в несколько сотен метров и протяженностью в несколько десятков метров. Игнимбриты оз. Тоба на севере о. Суматра занимают площадь около 30 000 км² при объеме 1500—2000 км³, игнимбриты о. Таупо-Роторуа — около 750 км³. Кислые вулканы Венгрии миоценового возраста имеют мощность до 600 м и объем около 10 000 км³, из которых главную массу составляют игнимбриты. На Центральном Кавказе плиоцен-четвертичная игнимбритовая формация занимала площадь 2000 км² при объеме 400 км³.

* В данном случае рассматривается как генетический тип игнимбритовых образований.



РИС. 63. Отложения пирокластических потоков:

а — игнимбриты с крупными фьямме, Кроноцкий залив; *б* — спекшийся туф среван-ленинградского типа, ст. Аракс, Армения (высота обнажения 8—10 м); *в* — обнажение пемзовых пирокластических потоков с отпрепарированными участками метаморфических образований, Кроноцкий залив; *г* — подлодные пемзовые пирокластические потоки, залегающие среди слоистых туфов и туфитов на юге о. Кунашир, Курильские острова

Огромные поля игнимбритов имеются в Родопском срединном массиве Болгарии, в Анатолии (Турция), на Камчатке и во многих других регионах [87, 96, 97, 167].

Поля игнимбритов, нивелируя рельеф, образуют обширные плато. Таким образом, нижняя граница их неровная, а верхняя,— близкая к горизонтальной. Часто игнимбритовые покровы состоят из серии потоков. Стречение потоков не однородное. В нижней части материал не спекшийся. Выше по разрезу он спекается и еще выше, переплавляясь, деформируется, не образуя фьямме. В самых верхних частях наблюдается обратная последовательность и завершается не спекшимся материалом.

Игнимбритовые пирокластические потоки с образованием фьямме— это наиболее типичные и распространенные игнимбритовые потоки. Одним из главных факторов образования фьямме является наличие грубообломочного материала, преимущественно лемзы (рис. 63). Она, расплавляясь, сплющивается и приобретает линзовидную форму с расщепленными краями. Как было показано выше, переплавлению подвергаются иногда также плотные обломки родственных и чуждых эффузивных пород, выплавляются в фьямме скопления обломков стекла.

Игнимбриты с фьямме обычно черного цвета на сером или коричневом фоне основной массы широко используются в качестве облицовочного материала.

Образование игнимбритовых пирокластических потоков без фьямме обуславливается первичным мелкообломочным составом— псаммитовой и алевроитовой размерности. В них наблюдается такое же сильное спекание как и у игнимбритов с фьямме, вплоть до деформации обломков стекла и утраты ими пористости. Иногда можно различить мелкие кусочки сплюсненной лемзы, но по размерам она недостаточна, чтобы образовать фьямме. В таких игнимбритах присутствует относительно небольшое количество стекла, скопления которого также дают фьямме. Отсутствие фьямме затрудняет диагностику таких игнимбритов и, вероятно, многие поля игнимбритов без фьямме принимаются за эффузивные породы. Описываемые игнимбриты указывают на мелкообломочную размерность первичного материала.

Игнимбритовым пирокластическим потокам с переплавлением материала до образования игниспумитов приписывалось первично жидкое состояние обломочного материала. Однако изучение пирокластических потоков Восточной Камчатки, Казахстана и других регионов показало, что образование пород, принимаемых за игниспумиты, а иногда за лавы [24], связано с более сильным переплавлением обломочного материала. В некоторых игнимбритовых пирокластических потоках с неспекшимся материалом в нижней и верхней частях можно наблюдать интенсивное сплавление средней части потоков с постепенными переходами различной степени сваривания.

Наличие игниспумитовых образований, надо полагать, указывает на более высокие температуры первичного материала во время извержения, однако обычный характер пирокластики в нижней и верхней частях потоков определенно говорит о первичном твердом состоянии обломочного материала. Полосчатость игниспумитов создает красивый рисунок, позволяющий их рекомендовать не только для внешних облицовок зданий, но и для внутренних, вместо мрамора, родонита и других ценных материалов, а отсутствие мелкой трещиноватости даже в пределах тектонически активных зон делает материал этих пирокластических потоков экономичным при эксплуатации месторождений.

Отложения пепловых пирокластических потоков

Пепловые пирокластические потоки могут давать такие же объемы, как и игнимбритовые пирокластические потоки и часто с ними они переслаиваются. В зависимости от температуры первичного материала они могут быть рыхлыми или спекшимися. Однако спекание в них относительно слабое.

Отложения неспекшихся пепловых потоков

Большое внимание пепловым пирокластическим потокам различных областей мира уделили К. С. Росс и Р. Л. Смит [113]. Широким распространением эти потоки пользуются в Японии [4, 50]. В отличие от игнимбритовых потоков они при извержении обладают более низкой температурой или небольшой мощностью, поэтому не происходит спекание. Иногда влажность почв или изливание потоков в мелководные бассейны препятствуют спеканию. Так, например, на юге о. Кунашир мощные пепловые пирокластические потоки отлагались в мелководном шельфе и не дали спекания. Здесь пемзовые пирокластические потоки имеют мощность 5—10 м. Слоистость, сортировка, спекание и примесь терригенного материала в них отсутствуют. Обломочный материал не сцементирован, но уплотнен. Потоки залегают среди вулканогенно-осадочных пород с явными признаками прибрежно-морского происхождения. Пепловые пирокластические потоки пользуются меньшим распространением, чем игнимбритовые или пемзовые, родственные им потоки, поэтому здесь не дано разделение их на наземные и подводные.

Отложения спекшихся пепловых потоков

Типичные отложения спекшихся пепловых («песчаных») потоков развиты в Армении по периферии вулкана Арагац. Они получили название туфов ереван-ленинканского типа. Пирокластические потоки занимают обширные площади, приурочиваясь к пониженным частям рельефа. Мощность потоков достигает 10 м и более. Цвет туфа преимущественно черный, но в окисленных участках он приобретает красный цвет с целой серией приятных полутонов, что делает его ценным декоративным камнем. В верхних и нижних частях потоков туф слабосцементирован и представляет собой полурыхлую породу (см. рис. 63, б). Ближе к средней части он спекается в плотную массу, близкую к игнимбриту. Под микроскопом в рыхлых частях хорошо видны очертания отдельных обломков стекла, в более плотных породах они сварены между собой в плотную массу и деформируются. Состав туфов следующий: стекло — 73,7%, плагиоклаз — 14,5%, пироксен — 4,2%, рудные минералы — 3,2%, чуждые обломки — 4,2%, прочие минералы — 0,2%. Объемная масса 1,35—1,9 г/см³ [129]. Судя по описаниям и фотографиям, Катмайский пирокластический поток дал аналогичные спекшиеся туфы [136].

В туфах спекшихся пепловых пирокластических потоков сохраняется пористость между обломками, обладающими сложными формами, наряду с относительно прочной цементацией фрагментов. Деформации обломков не наблюдается.

Относительно высокая прочность туфа, пористость, монолитность, легкость обработки и красивые расцветки сделали его ценным строительным и облицовочным камнем.

Отложения наземных пемзовых пирокластических потоков

Крупнейшие месторождения пемз мира — Италии, Японии, США, Советского Союза и ряда других стран — отложены пирокластическими потоками. Они образуют самостоятельные пемзовые пирокластические потоки по периферии кальдер или по мере удаления от кальдер спекшиеся туфы переходят в рыхлые пемзы.

Условия образования пемзовых пирокластических потоков и игнимбритов по генезису аналогичны и отличаются только литификацией. Игнимбриты свариваются в монолитную массу, а пемзы — рыхлые. Промежуточными являются спекшиеся туфы, описанные выше. Взаимопереходы наблюдаются в пределах одного и того же потока по мощности или по мере удаления от центра извержения.

Пемзовые пирокластические потоки на отдельных участках обладают локальным спеканием или подвергаются литификации и изменениям в областях возникновения вторичных фумарол. Обломочный материал пемзовых потоков в процессе движения подвергается обработке — скалыванию острых углов, часто крупные обломки и глыбы приобретают округлую форму.

Отложения наземных пемзовых потоков в Советском Союзе широко развиты в Армении и на Камчатке. В Армении наиболее крупное месторождение — Анийское, представляющее собой отложения пирокластических потоков мощностью 1—7 м при суммарной мощности 25 м. Пемзы перекрываются спехшимися туфами «анийского типа», а выше отложениями спехшихся пирокластических пепловых потоков ереван-ленинканского типа. Пемзовые пирокластические потоки Пемзошатского месторождения залегают среди игнибригов и спехшихся туфов, их мощность 40 м.

На Камчатке в районе Кроноцкого залива (Жупановское месторождение) отложения пемзовых пирокластических потоков переслаиваются с игнибриговыми потоками. Мощность их 10—15 м. В береговых обнажениях Тихого океана дацитовые горизонты пемз обладают всеми типичными признаками пирокластических потоков. В них отсутствуют слоистость и сортировка материалов. Иногда наблюдается слабое покраснение вследствие спекания и окисления, а также зоны слабометаморфизованных пород вторичными фумаролами. Наиболее часто наблюдается слабая каолинизация, опалитизация, гематитизация, а иногда сильное окремнение, обусловленные вторичными (бескорневыми) фумаролами. Зоны измененных пород располагаются в верхних частях потоков и выклиниваются книзу. В процессе избирательной эрозии литифицированные участки вторичными фумаролами остаются отпрепарированными и создают сложные, или даже причудливые, но специфические формы рельефа (см. рис. 63, в). Пемзы вследствие большой плотности обломков относятся к низкокачественным. Основная масса потоков мелкообломочная. Обломков более 5 см в поперечнике 10—20%, форма обломков округлая, но поверхность шероховатая. Чуждый материал, обычно свойственный отложениям пирокластических потоков, присутствует в количестве до 5—10% и редко больше. Чуждые обломки представлены преимущественно андезитом и андезитом-базальтом.

В Йеллоустонском парке покров липаритовых пемз превышает 300 м. Ф. Р. Бойд [10] полагает, что покров состоит из отдельных пирокластических потоков, следовавших один за другим, без эрозивных поверхностей между потоками. Преобладают обломки пемзы размером 5 см, редко встречаются обломки до 30 см. В отдельных пирокластических потоках наблюдается спекание и расплывание обломков пемзы.

По всей вероятности, многие мощные толщи пемз состоят из отдельных пирокластических потоков. Пемзовая толща на о. Липари (Италия) имеет мощность более 100 м. В карьерах хорошо видно, что пемзовая толща состоит из отдельных пирокластических потоков мощностью 5—8 м, залегающих почти горизонтально.

Отложения подводных пемзовых пирокластических потоков

Здесь рассматриваются пемзовые потоки, извержение которых произошло в наземных условиях, а затем они перемешались и отложились в прибрежных зонах островных вулканов. Залегание пемзовых пирокластических потоков отмечалось неоднократно на Урале, в Закавказье, Закарпатье, на Камчатке, Курильских островах, а также за рубежом. Иногда подводным пемзовым потокам приписывается сваривание: Урал, Закарпатье, Камчатка, Курильские острова и другие пункты. В Северном Уэльсе Дж. В. Уридом и М. П. Ковардом [183] описывались подводные сваренные пепловые туфы с бескорневыми жерлами, образованными, по-видимому, взрывами скопления пара. Ниже мной опровергается возможность подводного сваривания туфов.

Отложения подводных пемзовых потоков изучались мной в ряде пунк-

тов о. Кунашир и на юге Камчатки. В 2 км к северу от Серноводска (о. Кунашир) и во многих пунктах юго-востока острова в береговых обрывах высотой около 20 м и протяженностью до 500 м обнажается не менее 10 потоков пемзы головинской свиты плейстоценового возраста. Слонистости и сортировки в пределах потоков нет, но иногда наблюдаются слабое, едва заметное расслоение материала и горизонтальные линии раздела. Максимальный размер обломков 0,2—0,3 м, крупные глыбы округлые, а обломки менее 10 см угловатые, с рваными краями. Нижняя и верхняя части пирокластических потоков ровные, иногда между потоками появляются прослойки пемзового тефроидного песка мощностью 2—20 см. Цвет пемзовых потоков светло-серый, почти белый. В большом количестве присутствует чуждый материал, главным образом обломки основных пород до 5 см в диаметре. По простиранию на 100—200 м наблюдается частичное выклинивание и расщепление потоков, что, вероятно, связано с небольшими перепадами материала. От наземных пемзовых потоков они отличаются отсутствием окисления обломков пемзы в результате вторичного перегрева, нет следов вторичных фузарол, более плотная укладка обломочного материала, чем в наземных пемзах, с полным заполнением пустот (см. рис. 63, г). Наблюдаются также перебитые пирокластические потоки, для которых характерна слабая окатанность, полировка обломков и расслоение потоков на пласты мощностью 0,3—0,4 м. На контактах пластов наблюдается обогащение окислами железа и увеличение водной обработки и сортировки материала.

Весьма своеобразны пемзовые потоки на юге Камчатки в районе Курильского озера. Пемзы залегают на площади 340 км², выполняя древние долины, радиально расходящиеся от Курильского озера. Мощность залежей пемз уменьшается по простиранию долин и снижается в основном от 80 (редко 150 м) до 10—30 м, средняя мощность 50—60 м. Наиболее четко уменьшение мощностей наблюдается на север, восток и юг, что не позволяет однозначно решить вопрос о связи его с озером, вероятно, представляющим собой кальдеру.

С уменьшением мощности горизонта пемзы уменьшаются крупность материала, степень цементации и примесь постороннего материала. Горизонты пемз прослежены по долинам рек Озерной на 18 км, Унканович на 20 км, Инкаиюш на 12 км, Озлягной и Гаврюшке на 15 км и Утюжной на 11 км.

В нижней части залегает пемза видимо автохтонного происхождения (тефра) мощностью до 1,5 м. Выше залегают своеобразные отложения пемзовых потоков мощностью 4—20 м без каких-либо эрозионных поверхностей между ними. Границы между потоками едва улавливаются только по цвету (рис. 64, а) едва заметная столбчатая отдельность характерна для всего горизонта пемз, одновременно охватывая все потоки. По этой отдельности происходит более интенсивное выветривание с образованием полуцилиндров, заостренных в верхней части, напоминающих поставленные вертикально баты (лодки). Отсюда появилось местное название отдельности Кутхины Баты*.

В пределах потоков слонистость и сортировка материала отсутствуют, но иногда появляются прослойки хорошо окатанной гальки эффузивных не родственных пород.

Крупность обломков пемзы колеблется в широких пределах. Во многих обнажениях преобладают обломки до 1 см. Значительная часть обломков 1—5 см и около 5% более крупных. Гранулометрический состав пемзы по р. Озерной из участка Кутхины Баты показал следующее.

| | | | | | | | | | |
|------------------------------|------|---------|--------|-------|-------|-------|------|------|------|
| Размер фракции, мм | 220 | 220—120 | 120—75 | 75—40 | 40—25 | 25—12 | 12—7 | 7—3 | 3—0 |
| Содержание, % | 11,9 | 11,0 | 2,5 | 18,6 | 4,2 | 6,8 | 4,4 | 10,2 | 30,4 |

Форма обломков пемзы угловатая или слабоокруглая. Объемная плотность 0,3—0,8 г/см³. Пемза тонкопористая, порфиоровые выделения плагиоклаза, кварца и темноцветных встречаются исключительно редко. Примесь постороннего материала представлена угловатыми обломками андезита, реже андезито-базальта, вероятно эруптивного происхождения, кроме того, при-

* Кутх — мифическое божество ительменов

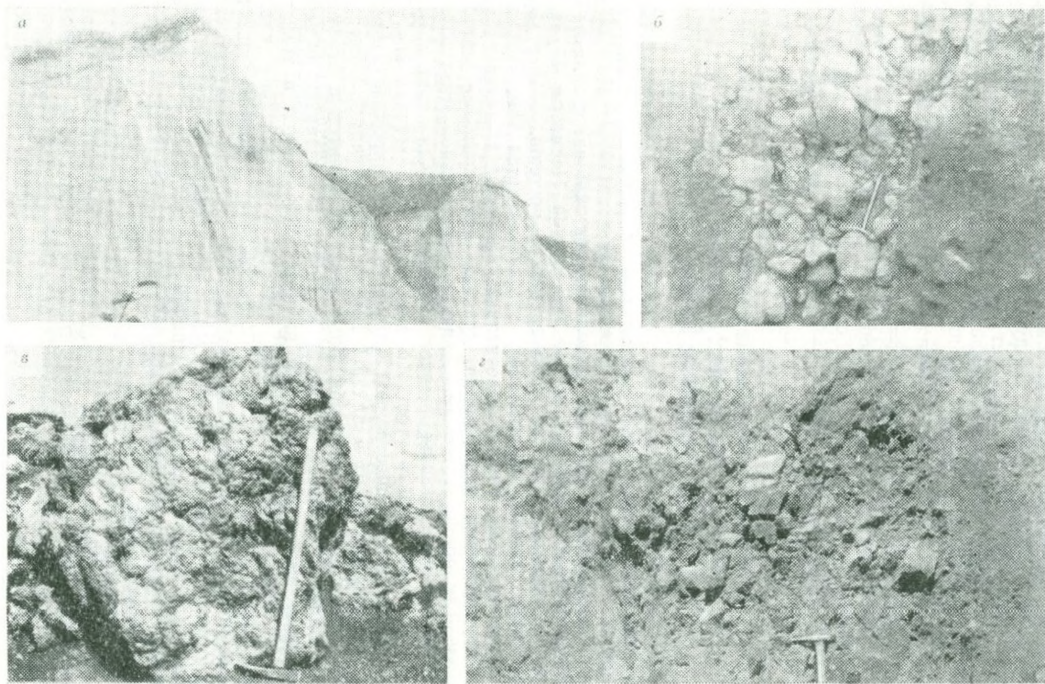


РИС. 64. Отложения пирокластических потоков:

а — горизонты пемзы в восточной части Курильского озера, Камчатка (высота обнажения 40—50 м); *б* — отложения пирокластического потока вулкана Безымянного 1956 г. в области развития вторичной фумаролы; *в* — бомбоид агломератового пирокластического потока Авачи 1926 г.; *г* — растрескавшаяся глыба андезита поперечником в 1 м агломератового пирокластического потока соммы Авачи в районе г. Петропавловска-Камчатского

сутствует и терригенная примесь. Количество примеси 5—10%, иногда до 30%. Шлих состоит преимущественно из пироксена, роговой обманки, небольшого количества плагиоклаза и единичных зерен ильменита. Значительная уплотненность пемзы, наличие линз гравия, примесь терригенного материала в основной массе, отсутствие зон покраснения тонкообломочного материала вследствие вторичного окисления и гидротермально измененных пород в областях развития вторичных фумарол говорит в пользу пирокластических потоков, отложенных в водной среде. Следует также заметить, что у основания горизонта пемз р. Озерной залегает хорошо выдержанный прослой черной глины с остатками древесины, свидетельствующий о заболоченности субстрата. Однако большая мощность горизонтов, отсутствие слоистости и ряд других факторов, отмеченных выше, свойственны пирокластическим потокам

Изложенное позволяет сделать вывод, что пемзы Курильского озера связаны с пирокластическими потоками, но, вероятно, они были или водонасыщены, или отлагались в мелких водоемах. Геологические запасы пемзы определяются в 17—24 млрд. м³, качество их высокое. Они могут иметь большое промышленное значение.

Отложения агломератовых пирокластических потоков и раскаленных лавин

Выше отмечалось, что игнимбритовые, лавовые и пемзовые пирокластические потоки в процессе одного извержения дают обширные потоки значительной мощности. В отличие от них агломератовые пирокластические потоки — относительно небольшие, часто заполняют ближайшие долины, или как раскаленные лавины не выходят за пределы конуса. Несмотря на малые объемы отдельных пирокластических агломератовых потоков, общая масса таких потоков бывает весьма значительной. Это объясняется тем, что часто почти на протяжении всей жизни андезитовых полигенных вулканов или стратовулканов преобладают извержения, дающие агломератовые пирокластические потоки. Так, например, сомма Авача в значительной мере состоит из агломератовых пирокластических потоков. В Восточной Словакии, в Баньской Штявнице, находится центр крупного андезитового стратовулкана. Периферия его сложена преимущественно агломератовыми пирокластическими потоками, а далее они переходят в лахары. Вместе с тем игнимбритовые пирокластические потоки хотя и дают обширные поля вулканитов и огромные объемы, но они более ограничены во времени. Причины различных объемов игнимбритовых и агломератовых потоков, видимо, заключаются в том, что игнимбритовые и аналогичные им потоки связаны с проявлением кислой газонасыщенной коровой магмы в период образования огромных кальдер, а агломератовые потоки, обусловленные проявлением дифференциатов основной подкоровой магмы в период зрелой стадии полигенных вулканов, дают обычно андезиты или андезито-базальты. Причем они отличаются и тем, что не дают игнимбритового сваривания, а ограничиваются спеканием отдельных участков, без переплавления больших масс мелкообломочного материала. Отличие агломератовых потоков от раскаленных лавин часто условное. В Советском Союзе принято считать раскаленными лавинами образования, подобные агломератовым пирокластическим потокам длиной до 3 км. Вместе с тем к пирокластическим потокам отнесены описываемые образования вулканов Авача и Карымского длиной менее 3 км вследствие специфичности слагающего их материала.

Отложения агломератовых потоков с твердым самовзрывающимся материалом

Эти отложения близки к пемзовым пирокластическим, но поскольку они имеют андезитовый состав, то не обладают высокой пористостью. Они изучались во время извержения и в процессе размыва толщ на Шивелуче и Бе-

зымянном [37, 79, 87]. Видимо, такого же типа потоки вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника, что и заполнившие ущелья рек Белой и Сухой более чем на 100 м, перед катастрофическим извержением.

Описываемые пирокластические потоки обычно имеют андезитовый или дацитовый состав с температурой порядка 600°. Газонасыщенные агломератовые потоки обычно движутся со взорванной стороны вершины вулкана по пониженным участкам рельефа подобно жидкости, т. е. с большой скоростью. В отличие от лавовых потоков, изливающихся с сопровождаемым грохотом, агломератовые пирокластические потоки менее шумные, издающие шипящие и хлопающие звуки. В процессе движения они выполняют неровности рельефа. Поверхности их обычно слабоаклонная, ровная, если достаточно ювенильного материала, как это наблюдалось при извержении Безымянного в 1956 г. и Катмая в 1912 г. В условиях сильно пересеченного рельефа, имевшего место при извержении Шивелуча в 1964 г., пирокластический агломератовый поток только частично сглаживал рельеф, образуя волнистую поверхность.

Рельеф местности в значительной мере определяет морфологические особенности потоков вследствие движения агломератовых потоков по пониженным частям рельефа. Обычно при длине потока 5—20 км его ширина достигает 5—10 км. Контуры потоков часто весьма сложны и отражают рельеф местности. Так, длина пирокластического потока вулкана Безымянного извержения 1956 г. более 14 км, ширина 5—6 км в верхней его части. Пирокластический поток вулкана Шивелуч извержения 1964 г. расширяется по мере удаления от кратера и имеет форму, подобную треугольнику, у основания которого он разветвляется на три потока. Площадь потока около 50 км², протяженность (максимальная) потока по р. Байдарной 16 км. Восточного потока — 18 км (рис. 65).

Мощность агломератовых пирокластических потоков непостоянна, поскольку нижняя граница соответствует рельефу, а верхняя зависит от количества ювенильного материала. Она может быть ровной или волнистой. Так, например, агломератовый поток Безымянного 1956 г. дал ровную поверхность, а поток Шивелуча 1964 г. и потоки Авачи после катастрофического взрыва — неровную (рис. 66). В прикратерной части вулкана и несколько ниже вследствие неравномерного напора газов на поверхности потока образуются валы, ориентированные по направлению движения потока. Их высота обычно 1—3 м.

Объем агломератовых потоков колеблется в широких пределах — от долей кубического километра до первых кубических километров; следовательно, они несоизмеримо меньше игнимбритовых и пемзовых потоков, обусловленных проявлением кислого вулканизма.

Наблюдения за извержениями, порождающими агломератовые пирокластические потоки (Шивелуча в 1945—1960 гг., Безымянного в 1956—1978 гг., Мон-Пеле в 1902 г. и 1929—1932 гг. и др.), показали, что ювенильный пирокластический материал (от купола или кратера) начинает движение под действием силы тяжести в пониженные части рельефа. Сильная газонасыщенность и крутые склоны способствуют развитию большой скорости потока, все возрастающей по мере движения. Наличие газовой «смазки» не дает возможности отлапаться пирокластическим потокам даже на пологих склонах. Они, подобно жидкостям, устремляются в самые пониженные части рельефа. У истока потока, где газам уменьшено трение обломков, материал угловатый. Далее, по мере прохождения пирокластического потока давление газов в потоке падает и происходит более интенсивное «взрывание» обломков; главным образом скалывание углов. Обработка обломочного материала также усиливается в результате механического скалывания углов. Это приводит к образованию округлого обломочного материала, напоминающего валуны и гальки. Отличаются они от валунов шероховатой поверхностью вследствие разрывов по контактам стекла и фенокристаллов. Порода, слагающая глыбы и обломки потоков Безымянного и Шивелуча, представлена серым андезитом, обычно слабопористым. Поры мелкие, неправильной формы. Размер обломочного материала пирокластических потоков и раска-

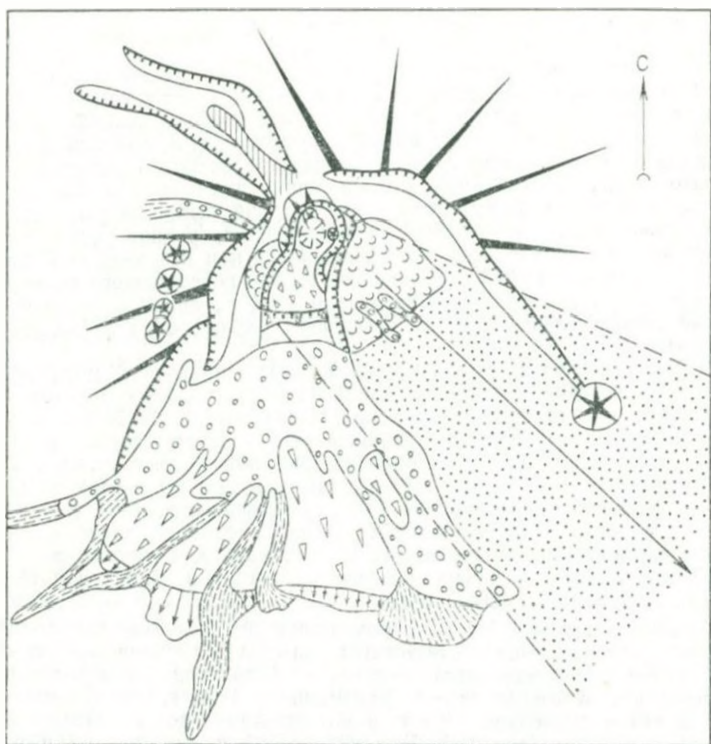


РИС. 65. Отложения вулкана Шивелуч извержения 12 ноября 1964 г. (по Г. С. Горшкову, Ю. М. Дубику [36]):

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

ленных лавин колеблется в широких пределах — от пылеватых частиц до глыб 2—3 м (см. рис. 64, б). В центральной части пирокластического потока вулкана Безымянный гранулометрический состав пепла следующий.

| | | | | | | |
|------------------------------|-----|-------|-------|------|-----|----|
| Размер фракции, см | >50 | 50—20 | 20—10 | 10—5 | 5—1 | <1 |
| Содержание, % | 5 | 5 | 25 | 20 | 1 | 20 |

После извержения Безымянного в феврале 1960 г. в осмотренной автором прикратерной части обломочный материал по крупности распределялся неравномерно и имел ориентировочно следующий состав: 10—1 м — 10%, 1—0,5 м — 30%, 50—20 см — 10%, 20—10 см — 10%, 10—5 см — 8%, 5 см и менее — 12%. Во время извержения раскаленных лавин Шивелуча в 1945—1950 гг. некоторые глыбы у подножия вулкана тоже имели размеры до 10 м в поперечнике, но пирокластические потоки этого же вулкана в 1964 г. в основном были сложены обломками 5—10 см и обладали преимущественно круглой формой. Изучение наполнителя пирокластических потоков (мате-

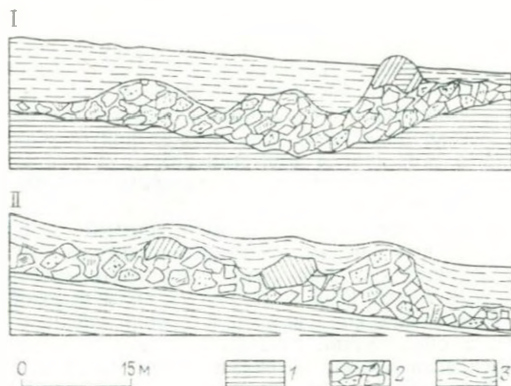


РИС. 66. Взаимосвязь отложений направленных взрывов и пирокластических потоков вулканов Безымянного (I) и Авача (II):

1 — субстрат; 2 — отложения направленного взрыва; 3 — отложения пирокластических потоков

риала менес 2 мм в диаметре) показало, что по мере удаления от центра извержения количество псаммитовых обломков снижается за счет увеличения алевритового материала, что особенно хорошо видно по продуктам пирокластического потока вулкана Безымянный извержения 1956 г. Пробы 2—10 взяты на расстоянии 5,5—8,5 км, проба 11 — на расстоянии 3 км от центра извержения. Минералогическое изучение наполнителя показало, что в процессе дробления обломков лавы кристаллы отделяются от основной массы не деформируясь, сохраняют первичные кристаллографические формы. Зерна плагноклаза, чаще раскалываясь вдоль и поперек спайности, сохраняют таблитчатую форму. Обломки пород и мелкие обломки стекла в зависимости от крупности материала приобретают округлость. Чем крупнее материал, тем он более округлый. В зависимости от длины пройденного пути пирокластического потока кристаллы также подвергаются обработке и округляются. В пробе, взятой в кратере Безымянного среди глыб размером 3—7 м в поперечнике, все минералы имеют первичную кристаллографическую огранку, очень мало дробленных кристаллов и совершенно не отмечается окатанности. В 8 км от кратера развиты зерна с первичными кристаллографическими формами, а также полуокатанные и обломки кристаллов. В 12 км фракция 0,07—0,1 мм состоит преимущественно из обломков минералов, форма их угловатая. Здесь первичные кристаллографические формы и оплавленные кристаллы встречаются редко. Во фракции 0,1—0,25 мм преобладают обломки и зерна минералов; фракция 0,1—0,2 мм состоит из полуокатанного материала и часто зерна сохраняют первичные формы. В более крупных зернах на поверхности наблюдается вспученность или оплавленность. Дробление кристаллов, судя по всему, произошло не в период первичных взрывов, а в процессе движения пирокластического потока. Аналогичные явления наблюдались в раскаленных лавинах и пирокластических потоках Шивелуча [83].

Отложения агломератовых потоков с пластичным грубообломочным материалом авачинского типа

Наблюдения за извержением пирокластических потоков и раскаленных лавин вулканов Авача (1928, 1938 гг.) и Карымского (1962 г.) позволили определить своеобразный тип пирокластических потоков, которые затем были распознаны во многих других областях. В отличие от потоков безымянного

типа, авачинские не сопровождаются разрушением постройки, направленными взрывами и палящими тучами. Эти потоки, перекачиваясь через кромку кратера, устремляются вниз и растекаются по склону подобно лавовым потокам, причем в отличие от потоков безымянного типа не задерживаются на склонах и устремляются к подножию вулкана. Агломератовые потоки вулкана Авача залегают на пониженных склонах конуса. Форма пирокластических потоков вытянута, иногда изометрична. На вулканах Авачинском и Карымском площади потоков составляют единицы квадратных километров, редко достигая 10 км², их мощность 5—10 м, иногда меньше. Объемы отложений потоков измеряются тысячными, реже сотыми долями кубического километра. По объему и размерам их следовало бы отнести к раскаленным лавинам, но по традиции они именуется пирокластическими потоками. На агломератовом потоке Авачи 1938 г. находятся валы высотой до 1,5 м, указывающие, что извержение сопровождалось направленным взрывом, вероятно не сильным, а образование грязевых потоков свидетельствует о плавлении снега пирокластическими потоками лавов, выпавших одновременно с движением агломератового пирокластического потока. Извержения этих потоков также сопровождаются взрывом и сам поток газонасыщен, но в меньшей степени. Судя по ярко-красному цвету потоков Авачи 1926 и 1938 гг. в ночное время, температура их превышала 800°. Извергающийся материал состоял из комков пластичной лавы размером преимущественно 0,2—1 м, относительно небольшого количества мелкообломочного наполнителя. По мере движения потока пластичные глыбы округлялись. Форма их была близка к шару. Иногда после прекращения движения потока глыбы продолжали деформироваться подобно подушечным лавам и приобретали вогнутую форму в нижней части (см. рис. 16, г).

Поверхность глыб комковатая, морщинистая, иногда с вплавленными обломками наполнителя. Часто глыбы окислены до бордово-красного цвета. Стрессение их подобно вулканическим бомбам; они имеют мелкопористую или плотную корку закалки толщиной 0,5—1 см и обладают зональным строе-

Таблица 12

Состав наполнителя пирокластического потока вулкана Авача извержения 1938 г.

| Компоненты | Части потока | |
|---------------|---|---|
| | средняя | фронтальная |
| Плагиоклаз | Угловатой, неправильной формы, реже таблитчатой | Остроугольной, угловатой, неправильной формы, очень редко таблитчатой формы |
| Гиперстен | Угловатой, остроугольной, неправильной формы, редко в виде кристаллов призматической формы | То же самое, но сохранившихся кристаллов меньшее количество |
| Авгит | Преобладают обломки угловатой и остроугольной формы, редко хорошо образованные кристаллы | Только угловатые и остроугольные обломки |
| Магнетит | Обычно остроугольные обломки или неправильной формы, редко хорошо образованные кристаллы октаэдрической формы | Угловатой неправильной формы |
| Обломки пород | Пузырчатые обломки андезито-базальта с рваными краями и около 20% резургентных обломков интенсивно ожелезненных | |

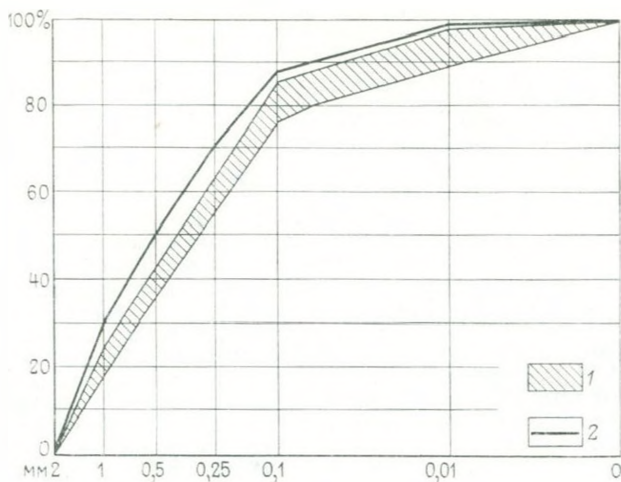


РИС. 67. Крупность материала наполнителя агломеративного пирокластического потока вулкана Безымяниного извержения 1956 г.:

1 — пробы 2, 3, 5, 7, 8, 9, 10; 2 — проба 11. Пробы взяты в разных частях пирокластического потока, но крупность наполнителя аналогична

нем. Пористость увеличивается от периферии к центру. Возрастает размер пор и общий объем их. Объемная плотность глыб авачинских потоков 1—1,5 г/см³, а карымских около 1 г/см³, иногда 0,7 г/см³ (см. рис. 64, в).

Описываемые фрагменты, хотя и напоминают строение бомбы, но отличаются тем, что поверхность их формировалась не в воздухе, в процессе отрыва от расплава (ленточные) или при падении (грушевидные, лепешкообразные), а в процессе движения пирокластического потока, поэтому они были названы автором бомбондами [88].

Аналогичные потоки встречаются среди более ранних отложений конуса Авачи, в основании соседнего с ним вулкана Козельского, на склонах вулкана Ильинского (на юге Камчатки), в останце Синдинского вулкана, расположенного в 135 км вниз по Амуру от Хабаровска [80], где встречены бомбонды размером 8—20 см. Состав синдинских потоков базальтовый, авачинских — андезито-базальтовый, а карымских — андезито-дацитовый. Наполнитель, как уже отмечалось, находится в небольшом количестве. В авачинских потоках он выполняет промежутки между глыбами. Наиболее крупные обломки приобретают округлую форму вследствие скалывания углов (рис. 67). Для наполнителя характерно наличие кристаллов с первичными кристаллографическими формами (табл. 12).

Отложения агломератовых потоков с твердым раскалывающимся материалом типа сомма Авача

Описываемые потоки андезитового или андезито-базальтового состава среди агломератовых потоков резко преобладают. При формировании полигенных вулканов, питаемых подкоровой магмой, они слагают основную массу вулканических построек. Среди этих потоков следовало бы также выделить подтипы. Одни потоки образуются после разрушения вулканической постройки, а другие изливаются, подобно авачинским, без разрушения при-

кратерной части вулкана. Агломеративные потоки изучались автором в пределах соммы Авачи, где они составляют значительную часть вулкана. Подобные потоки изучались также в Закарпатье, в Чехословакии, возле г. Банская Штьявница, в Венгрии (хребет Калиман-Харгита), в Крыму у Планерного, в Армении возле г. Горис, в Узбекистане у г. Ангрена и в других пунктах. После катастрофического взрыва вулкана Авача длина потоков превышала 25 км. Ширину установить их трудно, но, вероятно, она также была значительной, так как материал направленного взрыва на площади около 400 км² перекрывается потоками полностью.

Основной обломочный материал этих потоков осколочно-угловатый. Он наиболее типичен для агломеративных пирокластических потоков Авачи, перекрывающих отложения направленного взрыва в 2 км от Петропавловска-Камчатского. Здесь установлено исключительно интересное явление. Глыбы размером 1 м и более, пройдя путь вместе с потоком более 20 км, не разрушались, а растрескивались в процессе охлаждения на угловатые и остроугольные обломки размером 5—15 см, не нарушая общего контура глыбы (см. рис. 64, г). О разрушении на месте говорит слабая обожженность вокруг крупных глыб. В основной массе породы также присутствуют угловатые глыбы и обломки, что указывает на растрескивание их в процессе движения. В тех случаях, когда глыбы не растрескиваются на мелкие фрагменты, они имеют форму, близкую к изометричной, ограниченную прямыми, гладкими и слабоболнистыми шероховатыми плоскостями.

Судя по наличию спекания наполнителя у крупных глыб, температура таких потоков была 600—800°. Это обуславливает окисление материала с покраснением или спеканием. В 2 км от Петропавловска-Камчатского можно наблюдать припой и полную переработку (сплавление) мелкообломочного материала. Кроме того, часто фиксируются следы вторичных фумарол. Как уже отмечалось, в областях вторичных фумарол происходит слабый метаморфизм пород, часто с окремнением. Это при выветривании способствует образованию причудливых форм рельефа. Они широко известны в Крыму возле Планерского и на Карадаге, в Армении — так называемые каменные пирамиды у г. Горис, в Кроноцком заливе и в других пунктах.

Мощность пирокластических потоков колеблется в широких пределах. Потоки соммы Авачи достигают мощности 10 м и более. Несмотря на некоторые различия между потоками для них всех характерно следующее: отсутствие слоистости и сортировки материала; глыбы и обломки ювенильного материала размерами свыше 10 см приобретают некоторую округлость в результате скалывания углов, причем плоскость сколов имеет ровную и гладкую или слабоболнистую поверхность; мелкий ювенильный материал иногда обладает пористостью. В участках скопления крупных глыб иногда наблюдается спекание мелкообломочного материала.

Изучение спекшихся туфов в 2 км от Петропавловска-Камчатского показало, что в процессе спекания материала стекло полностью переплавляется, поэтому почти невозможно отличить под микроскопом обломки андезитобазальта от сплавленного пеплового материала. В переплавленном материале наблюдается только слабое разложение минералов. В первую очередь разлагаются микролиты плагиоклаза, а крупные кристаллы изменяются преимущественно в центральной части (основной), превращаясь в опалово-глинистую массу, пропитанную окислами железа. Обломки и зерна кристаллов гиперстена, авгита и магнетита не подвергаются изменениям, но иногда вокруг зерен магнетита наблюдаются каемки окислов железа. Стекло обломков спекшихся туфов пропитано окислами железа больше, чем стекло-глинистую образованную сплавленной массы. Все изменения произошли только вследствие процесса спекания [87]. В процессе спекания порода приобретает красный цвет, т. е. осуществляется переход закисного железа в окисное. Анализы показали, что при этом окисное железо увеличивается вдвое, а закисное — резко уменьшается.

Агломеративные потоки, так же как и игнимбритовые, содержат большое количество чуждых обломков.

*Отложения сложных агломератовых
пирокластических потоков
с твердым раскалывающимся
и среднепластичным материалом
(кунаширский тип)*

На о. Кунашир автором были встречены и изучены пирокластические потоки, состоящие из округлых глыб типа бомбондов и угловатых типа соммы Авачи. К югу от Южно-Курильска в береговом обрыве обнажается серия агломератовых потоков мощностью 38 м [87]. Поверхность бомбондов менее морщинистая и менее бугристая, что, вероятно, объясняется более низкой температурой пирокластических потоков (см. рис. 34, в).

В процессе изучения пирокластических потоков на о. Кунашир Ю. В. Ван-де-Кирковым было установлено, что в чуждых обломках происходит деанортитизация плагноклазов андезито-базальта. Она заключается в развитии в ядрах наиболее крупных фенокристаллов до 10—20% обособлений среднего плагноклаза, тождественных по составу с тонкой (0,01 мм) внешней зоной.

Отложения раскаленных лавин

Отложения раскаленных лавин отнесены к пирокластическим потокам условно, поскольку они могут образоваться при различных типах извержений.

Извержения катмайского типа на вулканах Безымянный и Шивелуч, дающие пирокластические потоки до 3 км, относятся к раскаленным лавинам. Небольшая мощность и протяженность их не позволяют приобрести им многие свойства, присущие пирокластическим потокам. Обычно они сложены рыхлым грубообломочным материалом угловатой формы андезитового состава. Размер глыб достигает 5—8 м в поперечнике, иногда и больше. Поскольку почти всегда извержение сопровождается небольшим направленным взрывом, поверхность раскаленных лавин грядовая. Высоты гряд 3—5 м. Ориентированы они по направлению лавины. Располагаются гряды в пределах вулканической постройки.

Извержения стромболианского и вулканического типов также дают раскаленные лавины. Они наблюдались автором на вулканах БТТИ в 1975 г. и Крымском в 1966 г. В зависимости от температуры исходного материала обломочный материал может быть полужидким и давать округлые глыбы или твердым и раскалываться на угловатые обломки. Мощность этих раскаленных лавин невелика, они также не выходят за пределы конуса и в разрезах построек переслаиваются с тефрой. Отложения раскаленных лавин при извержении стромболианского типа иногда приводят к образованию агглютинатов, в которых обычно обломочный материал не деформируется. Эти лавины часто подвергаются вторичному разогреву и образуют псевдоагглютинаты. А. Ритман дает классификацию отложений огненных лавин и паллящих туч без характеристики обломочного материала [112].

ПСЕВДОГНИМБРИТЫ

Псевдогнимбриты представляют собой пемзовые гидротермально измененные породы. Имея один и тот же первичный материал с гнимбритами, они часто образуют сходные текстуры и структуры. Однако процесс литификации их различный, и это определяет различные минеральные ассоциации и перспективность рудоносности. Псевдогнимбриты изучались автором на Камчатке, Курильских островах, в Закарпатье и протомтерены в образцах с Кавказа и Урала. Везде они приурочиваются к гидротермальным системам. Многие из псевдогнимбритов формировались в подводных условиях, на что указывает их переслаивание с осадочными породами, наличие морской фауны (Урал, Курильские острова, Закарпатье) или пластов диатомитов морского происхождения. Это обстоятельство заставило пересмотреть перво-

начальные определения, в результате чего была доказана псевдоигнимбритовая природа этих пород.

В районе г. Бёрегово (Закарпатье) плотные массивные породы миоценового возраста М. Ю. Фишкин и другие геологи относили к игнимбрикам [106]. Однако детальное изучение этих пород показало, что они формировались в подводных условиях и представляют собой гидротермально измененные силицифицированные витрокластические и пемзовые туфы, в которых наблюдается разложение обломков стекла и образование опала с текстурами, напоминающими флюидальность [81]. Впоследствии в южной части Закарпатья (Великая Бегань, Ивановка), на границе с Венгрией, где широко развиты игнимбрики, в ряде скважин встречены типичные игнимбрики и породы, внешне почти ничем не отличающиеся от игнимбриков, с фьямме и со сливной основной массой, которые мною относятся к псевдоигнимбрикам (рис. 68). Аналогичные псевдоигнимбрики широко развиты также среди липарито-дацитовых туфов Солотвинской впадины. На поверхность они выходят в с. Данилово, где полностью цеолитизированы. Установить их генезис стало возможным после изучения закономерностей их образования в современных гидротермальных системах.

В современных гидротермальных системах широко развиты вулканокластические породы кислого состава, определенные как спекшихся туфы (без фьямме), и игнимбрики с фьямме. Так, например, в Паужетской гидротермальной системе на глубине 460 м залегает горизонт спекшихся туфов мощностью 190 м. В. И. Белоусов [6] пришел к заключению, что при перекрытии гидротермальной системы мощным горизонтом многолетней мерзлоты ограничивается питание подземных вод атмосферными. Это создает застойный режим термальных вод и повышает их температуру за счет постоянно действующего аномального теплового потока. По его расчетам, температура теплового потока может подняться до 700° и вызвать частичное плавление рыхлого пирокластического материала. При изучении гидротермальной системы Горячий Пляж на о. Кунашир В. М. Дуничев сделал вывод, что в ре-

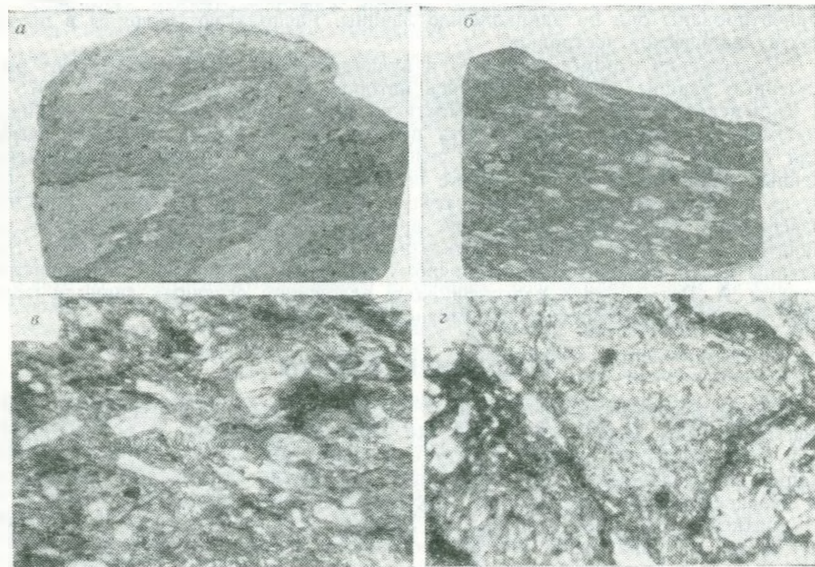


РИС. 68. Псевдоигнимбрики:

а, б — Великая Бегань, Закарпатье (нат. вел.); в — под микроскопом, р-н Кутаиси, Грузия, $\times 60$; г — Маднеульское месторождение, Грузия ($\times 60$, в проходящем свете)

зультате воздействия восходящих высокоминерализованных флюидов происходит расплавление пеплово-пемзовых толщ кислого состава с перемещением расплавленного материала «по ослабленным тектоническим зонам и образованию штоков, субвулканических тел и лавовых потоков» [44, с. 28]. При изучении минералогии этой гидротермальной системы С. И. Набоко пришла к иному выводу. Она показала, что под действием современных перегретых натрово-хлоридных гидротермальных растворов происходит вторичное минералообразование в результате перегруппировки компонентов исходной породы. К обломкам пемзы приурочено вторичное минералообразование: монтмориллонит + хлорит + морденит. Освобождающийся «кремнезем диффундировал в цемент и обволакивал пленкой пемловые частички, гидротермально «сваривал» их до лапоподобной твердой массы с полным сохранением пепловой структуры» [100, с. 283]. С насыщением поровых растворов кремнеземом в мелкообломочной массе развивается морденит, как минерал, более богатый кремнеземом. Гидротермальная система Горячий Пляж — классический пример образования псевдонгнимбритов. Поэтому на примере ее изучения были выработаны диагностические признаки, отличающие псевдонгнимбриды от игнимбридов. Автором изучались структурно-текстурные особенности «сваренных» туфов, контакты их с экзрузиями по обнажениям и скважинам и игнимбриды в районе мыса Столбчатого и у ручья Краткого севернее Южно-Курильска. Подавляющее большинство «сваренных» туфов интенсивно гидротермально изменено, причем поднятый из скважин керн представлял собой глиноподобную массу, легко деформирующуюся, которая со временем, дегидратизируясь, превращалась в плотную сливную породу. В обнажениях мыса Столбчатого высотой более 30 м имеется пемзовая толща. Слоистости и сортировки материала в толще нет, порода обломочного строения с размером обломков преимущественно 3—4 см и около 5% обломков размером до 30 см. Судя по реликтам структуры, обломки представлены пемзой, превращенной в глиноподобную массу зеленого цвета. Форма обломков пемзы несколько сплюснута, но не настолько, чтобы принять ее за фьямме. Основная масса, сложенная мелкообломочным материалом, также гидротермально изменена, но сильно опаллизирована. Под микроскопом «сваривания», свойственного игнимбритам, не наблюдается. Вероятно, первичная порода представляла собой пемзовый пирокластический поток, материал которого изменен гидротермальным процессом и, следовательно, не может быть отнесен к игнимбритам. Только в районе ручья Краткого встречены игнимбриды, прорванные дайками андезита. Под микроскопом хорошо видно, что стекло расплавлено и деформировано. Вторичные изменения, свойственные гидротермально «сваренным» туфам, отсутствуют. Контакты андезита явно рвушие, с закалкой лавы. Геологическая обстановка указывает на то, что это обычный покров игнимбрита, а не переплавленный флюидами обломочный материал с выплавлением участков лавы.

В «сваренных» туфах обнажения мыса Горячего Пляжа пемза, сплюсываясь, приобрела линзообразную форму, иногда с расщеплением по периферии. Отношение высоты фьямме к длине (в разрезе) 1:3, 1:4, в то время как в типичных игнимбритах это отношение 1:10 и более. Изучение контактов липарита со «сваренными» туфами показало, что в них нет постепенных переходов. На контактах липарит переходит в обсидиан или перлит, обладая флюидалностью и трещиноватостью, свойственной экзрузии, что хорошо видно в скважинах и обнажениях. Висячем боку апофизы в приконтактовой части наблюдалось слабое сплавление мелкообломочного материала. Сплавленных туфов с выжимками лав на мысе Горячий Пляж не наблюдалось.

Превращение пористых обломков пемзы в образования, подобные фьямме, вероятно, происходит под действием подогрева гидротермами с одновременным ослаблением прочности породы в результате метаморфизма (разложением) и статической нагрузки вышележащих пород. Под статическим давлением обломки пемзы сплюсциваются и по периферии расщепляются, заполняя промежутки между мелкообломочным материалом. Изученные автором закарпатские «игнимбриды» в подавляющем большинстве представляют

собой также псевдоигнибриты, «сваренные» гидротермальным путем. Они залегают среди подводных моласс, находятся в пределах термальных систем и подвержены избирательным гидротермальным изменениям, вследствие чего пемза приобретает вид коротких фьямме. Интересно отметить, что в закарпатских «игнибритах», так же как в «сваренных» туфах Горячего Пляжа, по пемзе развивается монтмориллонит, а кремнезем мигрирует в основную массу, обогащенную опалом и морденитом. Изученные образцы и шлифы уральских игнибритов, любезно предоставленные мне С. Г. Грешнером, также следует отнести к псевдоигнибрикам. Они формировались на глубинах 150—200 м и состоят из слабодеформированных обломков пемзы и, так же как в Закарпатье, залегают вблизи гидротермальных систем и подвержены гидротермальным избирательным изменениям. В пределах полиметаллического Маднсульского месторождения, расположенного на юге Грузии, залегают мощный горизонт альбитофировых псевдоигнибритов мелового возраста. Первичный состав толщи пемзово-пирокластический. В результате гидротермального метаморфизма более крупные обломки пемзы сплюснулись и метаморфизовались, произошло их замещение хлоритом и монтмориллонитом. В проходящем свете заметна первичная деформированная текстура пемзы. Обломки пемзы приобрели преимущественно линзообразную форму. Основная масса, судя по реликтам, была сложена остроугольными обломками стекла и небольшим количеством кристаллов; в настоящее время стекло разложилось и образовались водные алюмосиликаты, цеолиты и мелкие зерна халцедона. Плаггиоклазы замещены вторичными минералами. В водном полуметровом пласте туфа — трахита палеогенового возраста произошли аналогичные изменения, он расположен в 45 км южнее Кутаиси в районе с. Зеда-Вани и состоит на 75% из стекла и на 25% из кристаллов. Обломки стекла полностью деформировались, образовали псевдофлюидальную текстуру и затем подверглись избирательному метаморфизму: обломки пемзы замещены глинистыми минералами, а пылеватое стекло интенсивно силицифицировано.

Превращение игнибритов в лавоподобную массу происходит след за извержением. Они представляют собой водоупорные горизонты в гидротермальных системах и не подвергаются таким изменениям, как рыхлые пемзовые массы. В рыхлых пемзовых породах происходит избирательный метаморфизм, различный в обломках пемзы и пепловой массе. Следует отметить, что горизонт бесфьяммовых игнибритов, развитый на Паужетской гидротермальной системе, широко распространен и за пределами системы, где также представлен типичными игнибритами. В пределах гидротермальной системы спекившиеся туфы служат водоупорным горизонтом и практически не подвергались изменениям. В них полностью сохранились первичные обломки стекла. Количество измененных минералов в них всего 5—10%, в то время как в подстилающих и перекрывающих породах их 50—60%. Вместе с тем, если бы они подверглись перегреву высокоминерализованными гидротермами, в них неминуемо произошло бы минералообразование и метаморфизм. Это позволяет отнести их к обычным спекившимся туфам (игнибрикам без фьямме), погруженным в трог гидротермальной системы, а не к породам, «сваренным» гидротермальным процессом. Вместе с тем возможность плавления рыхлых масс флюидами на начальных этапах формирования гидротермальных систем, видимо, не исключена.

Диагностические признаки игнибритов и псевдоигнибритов

Игнибриты

Формируются только в наземных условиях
Не зависят от гидротермальных систем

Залегают в виде горизонтов, занимающих обширные площади, в рыхлые породы не переходят
Как правило, не подвергаются гидротермальному метаморфизму

Псевдоигнибриты

Формируются в наземных и водных условиях

Приурочены к гидротермальным системам или областям гидротермального изменения пород
Залегают в виде мощных толщ, занимающих площади в пределах гидротермальных систем, по простиранию переходят в «несваренные» породы
Метаморфизм развивается избирательно. В «фьямме» образуются монтмориллонит и другие глинистые минералы, а в основной массе преобладают опал и морденит

Фьямме плоское. Отношение высоты к длине 1:10 и даже 1:50
Часто черное фьямме на светлом фоне основной массы

Фьямме «высокое». Отношение высоты к длине 1:3, 1:4 и редко больше
Белое или серое фьямме в результате монтмориллонитизации пемзы на темном фоне

ОТЛОЖЕНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ПОТОКОВ (ЛАХАРОВ)

Описываемые отложения часто сопряжены с агломератовыми пирокластическими потоками, иногда их продолжают и близки к ним по форме и составу. Однако они обычно имеют примесь терригенного материала и вследствие низких температур потоков (менее 100°) не несут следов спекания или гидротермального метаморфизма. В областях проявления орогенного вулканизма они пользуются широким распространением, слагая у подножия вулканов мощные лахаровые формации. Они спускаются также в прибрежные водоемы, где захороняются в первичном состоянии или перерабатываются течением и прибоем. Объемы их весьма велики и поэтому требуют детального изучения.

Иногда механизм их образования близок к селям, отсюда и было перенесено название — грязевой поток. Г. А. Макдональд [73] рассматривает генезис и морфологию различных типов лахаров. Он в отличие от селей называет их вулканическими грязевыми потоками, но здесь же оговаривается, что часто они не порождаются вулканическими процессами. Описываемые грязевые потоки, независимо от процессов образования, в основном состоят из вулканокластического материала, поэтому их целесообразнее называть «вулканокластическими грязевыми потоками», или лахарами (индонезийский термин). Все типы грязевых потоков можно разделить на две группы: образованные вулканическими процессами и не связанные с вулканическими процессами (табл. 13). Причем условия образования влияют на литологический состав лахаров. Они могут быть сложены ювенильным или резургентным материалом. В свою очередь ювенильный материал может быть представлен тефрой, лавокластитом, вулканокластикой и гналокластитом. Обычно при движении лахаров к ним примешивается резургентный материал предыдущих извержений, слагающих постройку вулкана, тефроиды, широко развитые в пределах сухих рек, вулканогенно-осадочные образования и осадочный материал, в том числе органогенный, чаще всего древесина.

Прилагательное грязевой как бы указывает на мелкообломочный характер материала. Однако лахары, как правило, сложены грубообломочным материалом, в том числе блоками в несколько метров в поперечнике. Большая подвижность их — до 100 км/час — видимо объясняется не наличием воды, а движением по крутым склонам вулканов. Так, например, грязевой поток вулкана Безымянного содержал влаги всего 10—15%. Он нес глыбы диаметром 3—4 м на первые десятки километров.

Длина лахаров варьирует от нескольких десятков метров до сотен километров. Самый длинный грязевой поток спустился со склонов вулкана Котопахи (Эквадор) в 1877 г. и прошел окружным путем 320 км. Его средняя скорость составляла 27 км/час, а на склонах вулкана до 80 км/час. Форма грязевых потоков преимущественно вытянутая, они выполняют долины и пониженные части рельефа, на равнинах принимая изометричные формы. Объемы их также различны. Грязевой поток Осело, спустившись с вулкана Рейнир (штат Вашингтон), около 5 тыс. лет назад имел объем более 2 км³ и покрывал площадь 324 км².

Грязевые потоки формируют целые толщи. Формация Тускан, состоящая преимущественно из лахаров, имела площадь 5200 км² и достигала мощности 510 м. Ее объем 1300 км³ [156]. Формация Мертен в Калифорнии, также в основном сложенная грязевыми потоками, имела площадь 31 тыс. км² и объем 8400 км³. Возраст ее 3,5 млн. лет. Из семнадцати выделенных типов грязевых потоков десять относятся к образованным вулканическими процессами (из них семь наземных и три подводных) и семь — не вулканическими процессами (четыре наземных и три подводных). Следует отметить, что вопросам генезиса лахаров уделялось мало внимания, и при более детальном изучении количество выделенных типов, надо полагать, будет увеличиваться.

Классификация вулканокластических грязевых потоков

| | | Тип грязевых потоков | | | | | |
|-----------|---|---|--|---|--|---|-----------------------------------|
| | | Образованные вулканическими процессами | | Образованные не вулканическими процессами | | | |
| | | Причина образования | Основной состав | Вулканы | Причина образования | Основной состав | Вулканы |
| Наземные | Таяние снега от раскаленной тефры | Ювенильный пирокластический | Безымянный 1956 г. | Обильное выпадение осадков | Резургентный вулканокластический и ювенильная пирокластика | Везувий 79 г., Мерапи, Раунг (неоднократно), БТТИ 1975 г. | Шахта (Калифорния) 1926, 1931 гг. |
| | Таяние льда и снега от лавовых потоков | Ювенильный лавокластитовый и гналокластитовый | Ключевой 1974 г., Лассен-Пик 1915 г. | Таяние снега и льда в результате резкого потепления | Резургентный вулканокластический | Келунд 1919 г. и Руанеху 1953 г. | Мауна-Лоа 1868 г. |
| | Лавовые потоки, спускающиеся в реки Пирокластические потоки, спускающиеся в долины рек | Ювенильный лавокластитовый Ювенильный пирокластический | Рейнер доисторический (США) Майон 1968 г. | Разрушение стенок кратерного озера | Резургентный вулканокластический | Келунд 1919 г. и Руанеху 1953 г. | Мауна-Лоа 1868 г. |
| | Таяние снега и льда от пирокластических потоков и раскаленных лавин на склонах вулканов Выброс взрывом воды кратерного озера | Ювенильная пирокластика с примесью резургентного материала | Авача 1926, 1938 гг., Шивелуч 1964 г. | Сейсмические оползни вулканокластического материала, насыщенного водой | Резургентный вулканокластический | Келунд 1919 г. и Руанеху 1953 г. | Мауна-Лоа 1868 г. |
| | Таяние ледникового щита над вулканом во время извержения, с образованием внутриледниковых озер | Резургентная пирокластика иногда с тефрой Преимущественно резургентный материал с глыбами льда (йекульхейпы) | Суфриер 1902 г., Уайт-Айленд 1914 г. Гримсвэти Катла (Исландия) | | | | |
| Подводные | Транспортированные с суши в результате извержений | В зависимости от причин образования | о. Карагинский (Камчатка) | Транспортировка с суши лахаров, образованных не вулканическими процессами | Преимущественно резургентный | о. Кунашир (Курильские острова) | |
| | Подводные извержения пирокластики | Ювенильный пирокластический | Восточная Камчатка, миоценовые отложения | Оползни склонов подводных вулканов | Ювенильный пирокластический и лавокластитовый | Там же | |
| | Подводные извержения лавовых потоков | Ювенильный гналокластитовый | Там же | Разрыв прибрежных вулканических районов цунами | Вулканогенно - осадочный | Кракатау, 1883 г. | |

Наземные грязевые потоки

Наземные грязевые потоки, образованные вулканическими процессами

Грязевые потоки, возникшие вследствие таяния снега от раскаленной тфры, имеют весьма широкое распространение. На Камчатке в результате выброса раскаленного пепла вулканом Безымянным на склоны постройки и прилегающих вулканов образовался грязевой поток, который прошел по подножию вулкана и по долине р. Сухой Хапицы 85 км.

В результате таяния льда от лавовых потоков также образовались лахары. В 1974 г. на склоне вулкана Ключевского из побочного кратера излился на ледник базальтовый лавовый поток, образовавший грязевой поток длиной 2 км. В 1915 г. лавовый поток, излившийся из кратера вулкана Лас-сен-Пик (Калифорния), растопил лед и снег и образовал лахар длиной 48 км. В 1963 г. в Чили лавовый поток вулкана Валларика растопил лед и снег и образовал лахар, который разрушил у подножия деревню. Отмеченный выше поток вулкана Котапахи такого же происхождения. В Исландии вулканы, находящиеся в области ледников, дают мощные лахары. Вулкан Катла, расположенный под ледником Мирдалес, и вулкан Гримсвети — под ледником Вата, периодически дают грязевые потоки. Количество талой воды может достигать 6 км³. Лавовые потоки, спускающиеся в реки, дробятся, превращаясь в лавокластит, а увлекаемые потоком воды обломки превращаются в грязевые потоки. На склонах потухшего вулкана Рейнер в национальном парке Вашингтон наблюдаются постепенные переходы от тонких лавовых потоков к лавокластитам и затем к грязевым потокам с большим количеством обломков лавы. Грязевые потоки формировались в области, где обломочный материал смешивался с талым снегом и водой [73]. Вероятно, такого генезиса лахары развиты на юге хребта Калиман-Харгита в Румынии (рис. 69, а). Пирокластические потоки, спускающиеся в реки, наполняются водой (обычно вскипающей) и превращаются в грязевые потоки. Классическим примером таких потоков является вулкан Майон на Филиппинах, изученный Г. А. Макдональдом [74].

Спускающиеся по крутым склонам к подножию вулкана пирокластические потоки входят в реки и образуют бурные грязевые потоки. Таким образом, в пределах постройки вулкана значительную роль играют отложения пирокластических потоков, а у подножия вулкана — лахаров. Это хорошо видно по грязевым потокам вулкана Майон, образовавшимся в 1968 г. (рис. 70). Такого же типа образовался в 1929 г. грязевой поток вулкана Санта-Мария в Гватемале; его длина 96 км. Грязевой поток вулкана Безымянного можно отнести к сложным. В результате выпавшей пирокластике на его склоны и склоны соседних вулканов произошло таяние снега и слив лахаров в долину р. Сухой Хапицы, а затем в эту же реку спустился пирокластический поток длиной 18 км. Его материал в основном составляет отложения грязевого потока.

Грязевые потоки также возникают в результате расплавления снега и льда на склонах вулканов пирокластическими потоками и раскаленными лавинами. Типичен пример вулкана Авача (Камчатка). Его пирокластические потоки 1926 и 1938 гг., спускаясь по всей южной части конуса, плавляли мощный покров снега. Талая вода увлекала обломочный материал пирокластического потока и устремлялась с крутых (35°) склонов вулкана в долины сухих рек Елизово в 1926 г. и Халактырки в 1938 г. Обломочный материал в истоках лахара и его средней части преимущественно ювенильный, а в конце примешивается вулканогенный аллювий и делювий склонов. Грязевые потоки, образованные пирокластическими потоками и раскаленными лавинами, хорошо известны на Камчатке и изучались на вулканах Авача, Шивелуч и Безымянный. В 1964 г. 12 ноября во время катастрофического извержения вулкана Шивелуч в результате мгновенного таяния снега под мощным пирокластическим потоком образовались лахары. Продвигаясь по

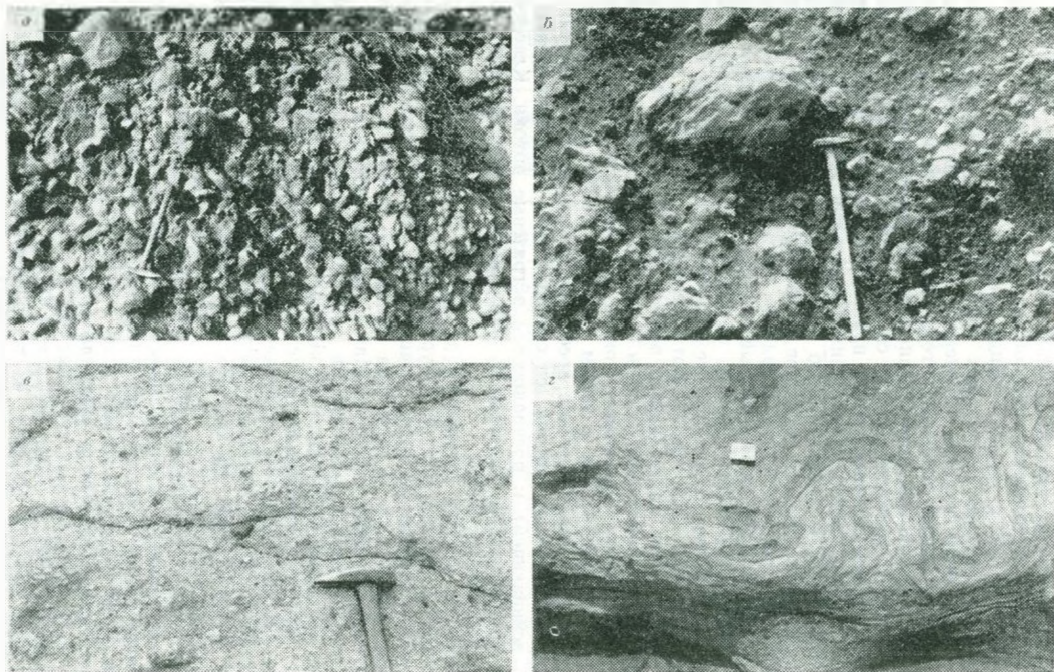


РИС. 69. Отложения грязевых потоков:
 а — образованный лавовым потоком, спускающимся в реку (Калман-Харгита, Румыния); б — базальтовый пирокластический материал, транспортированный с суши в прибрежную область, о. Карагинский, Камчатка; в — диоритовый материал пирокластического потока, транспортированный с суши в прибрежную область (о. Кунашир); г — диоритовая пирокластика, транспортированная по склону в подводных условиях (о. Кунашир)

крутым долинам шириной 0,3—0,4 км и длиной 2—3 км они увлекали крупные глыбы и на склонах ломали деревья. Выйдя на пологий участок, они продлились еще на 5—6 км, уничтожив лес. Мощность потоков достигала 3 м (см. рис. 65). Аналогичные грязевые потоки, но меньших масштабов, образовывались в 1944—1950 гг. и, вероятно, в 1905 г. [36]. В разрезах подножия вулкана Шивелуч грязевые потоки переслаиваются с пирокластическими, тефрой и делювиально-коллювиальными образованиями.

Материал лахаров настолько близок к отложениям пирокластических потоков, что часто их трудно отличить, поскольку посторонняя примесь почти отсутствует. Грязевые потоки, образованные взрывом под кратерным озером, описаны во многих регионах. В 1822 г. взрыв под кратерным озером вулкана Галунг-Гунг на о. Ява выплеснул всю воду озера и образовал грязевой поток длиной 64 км и объемом 30 млн. м³. В 1902 г. вулкан Суфрнер на о. Сент-Висент перед катастрофическим взрывом выбросил часть воды кратерного озера и образовал мощные грязевые потоки, достигшие моря. В 1914 г. в кратере вулкана Уайт-Айленд в Новой Зеландии в результате закупорки жерла оползнем в пределах кратерного озера произошло скопление пара, давшего сильный взрыв, который выбросил воду и образовал мощный горячий грязевой поток со своеобразной холмистой поверхностью. Сухое озеро в кратере вулкана Мон-Пеле перед катастрофическим извержением 1902 г. временно наполнилось водой, затем взрывом вода выброшена, в результате чего образовалась серия грязевых потоков, спускавшихся по всем склонам вулкана. Наиболее мощный лахар прошел по р. Бланш.

Наземные грязевые потоки, образованные невулканическими процессами

В результате сильных ливней особенно в тропических странах на склонах вулканов образуются оползни, переходящие в грязевые потоки. Небольшой грязевой поток такого типа образовался в 1975 г. на Камчатке во время извержения БТТИ. Оползнем предшествовало выпадение тонкого пепла, в котором пелитовый и алевроитовый материал составлял около 60%. Мощность слоя пепла была всего 5—8 см. Выпавший небольшой дождь превратил пепел в глиноподобное состояние, и сделал его практически водонепроницаемым. На этот слой пепла выпал шлак, а затем обильно выпали осадки в виде дождя. Шлак, напитавшись водой, на пологом скользком склоне пришел в движение и образовал грязевой поток длиной около 3 км и шириной 0,5—1 км. Естественно, лахар был сложен ювенильным материалом, состоящим из шлака и тонкого серого пепла.

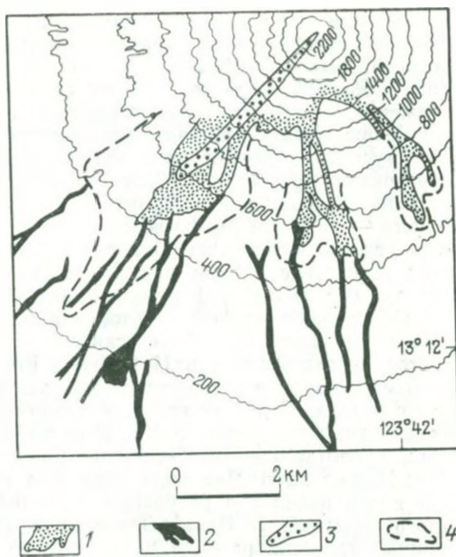


РИС. 70. Вулкан Майон (Филиппины), отложения раскаленных лавин и грязевых потоков, образовавшихся во время извержения 1968 г. [74]:

1 — отложения раскаленных лавин; 2 — грязевые потоки; 3 — потоки лавы аа; 4 — внешняя граница опаленной зоны. Горизонталы проведены через 200 м

Видимо, такой же механизм образования лахаров имеет место и в тропических странах, но в гораздо больших размерах. Главные факторы таких потоков: рыхлая тефра на склонах вулканов, наличие водоупора и ливни. Таким образом, вероятно, возник грязевой поток в 79 г. н. э. во время извержения Везувия, который уничтожил г. Геркуланум. В 1968 г. на отмеченном выше вулкане Майон (Филиппины) после извержения прошли проливные муссонные дожди на покрытые пеплом склоны вулкана, что вызвало образование грязевых потоков (см. рис. 70). Аналогичные дождевые лахары вулкана Мерапи в Индонезии достигают 25—30 км в длину, а вулкана Раунга — до 40 км [9]. Близкие к ним грязевые потоки происходят в результате резкого потепления. Они в природе распространены меньше. Такие потоки вследствие таяния льда и снега образовались на склонах потухшего вулкана Шаства в Калифорнии в 1926 и 1931 гг.

Образование грязевых потоков в результате разрушения стенок кратера происходит часто по сейсмическим причинам. Одним из таких примеров является вулкан Келунд в Индонезии. Его кратерное озеро периодически наполняется водой и в результате разрушения стенок кратера образуются грязевые потоки. Наиболее крупный лахар спустился в 1919 г. и покрыл 130 км² плодородных пахотных земель. Для отвода кратерных вод сооружаются тоннели, предотвращающие возникновение лахар. В кратерном озере вулкана Кава-Иджен на о. Ява вода насыщена кислотами. Его смертоносный грязевой поток излился в результате разрушения кратера в 1817 г. и причинил много бедствий. В Новой Зеландии в 1953 г. на вулкане Руангсу возник мощный грязевой поток в результате разрушения стенки сложного кратера. Г. А. Макдональд описал интересный случай образования грязевого потока на вулкане Мауна-Лоа (о. Гавайи), связанного одновременно с дождем и землетрясением [73]. Пепел там был насыщен водой, а в результате землетрясения грязь разжижилась и в 1868 г. образовались два грязевых потока — один длиной более 1 км, а второй — 3 км при ширине 0,5 км. Потоки причинили большой ущерб. Вероятно, аналогичные грязевые потоки могут образовываться на многих вулканах.

Подводные грязевые потоки

Подводные грязевые потоки можно разделить так же, как и наземные, на образованные вулканическими процессами и образованные невулканическими процессами. Более детальное деление проведено в зависимости от причин образования потоков (см. табл. 13).

Наиболее распространены подводные грязевые потоки вокруг островных вулканов, на островах с проявлением вулканизма, в особенности в пределах островных дуг. Скорость лахаров на склонах вулканов достигает 100 км/час, а в пределах долин 25—30 км. При таких скоростях и большой массе их лахары прибрежных вулканов могут вторгаться на значительные расстояния в подводную область, вероятно, на десятки километров. Изучение миоценовых отложений Камчатки и Курильских островов, представленных прибрежно-морскими фациями, показало, что подводные отложения грязевых потоков пользуются большим распространением. На о. Карагинском среди фаунистически охарактеризованных горизонтов залегают грязевые потоки с вулканитами основного состава, носящие все признаки им присущие, но с фигурными бомбами, свойственными наземным образованиям (см. рис. 69, б). Геосинклиналиные миоценовые отложения Восточной Камчатки, среди которых картируются подводные вулканы, по периферии ограничиваются грязевыми потоками, сложенными грубообломочными отложениями как с пирокластическим, так и с лавокластическим материалом.

На о. Кунашир (Курильские острова) в прибрежных обнажениях представлены подводные грязевые потоки с вулканитами кислого состава, по всем признакам напоминающие образование их за счет пирокластических потоков (см. рис. 69, в). Здесь же обнажаются грязевые потоки со следами оползневой складчатости (см. рис. 69, г). Возможно, среди них присутствуют

и отложения лахар, транспортированных с суши, не связанных с вулканическими процессами.

В зарубежной литературе также отмечается большая роль подводных грязевых потоков в формировании вулканогенно-осадочных толщ. Р. С. Фиске, К. А. Гопсон и А. К. Уотерс изучали в Каскадных горах (штат Вашингтон, США) формацию Оханапешкош мощностью 3000 м, состоящую из отложений грязевых потоков и ассоциирующихся с ними песчаников, алевролитов, лавовых и пепловых потоков. Аналогичные мощные отложения подводных грязевых потоков изучались в Береговых хребтах штата Орегон (США) П. Д. Спавелем, Г. Д. Вагнером, а также Р. С. Фиске и Т. Матсуя в Японии [73].

Критерии диагностики грязевых потоков

Критерии диагностики, полученные при изучении камчатских грязевых потоков, могут иметь общее значение.

Главнейшие особенности лахаров Безымянного, Авачи и Шивелуча следующие: 1) нет слоистости и сортировки материала, но наблюдается его слабое расслоение по крупности, иногда создающее грубую слоистость; 2) примесь резургентного и вулканогенно-осадочного материала колеблется от 10% в начальной части до 30% и более в средней и конечной; 3) примесь вулканогенно-осадочного материала на отдельных частях потока может увеличиваться и снижаться в зависимости от состава материала боковых притоков; 4) крупнообломочный материал (более 20 мм) колеблется от 10 до 50%. Например, в начальной части потока вулкана Авача извержения 1938 г. до 50% округлых «обособленных» обломков пирокластического потока, а в верхней части потока Безымянного — 30—35% обломков и глыб размерами от 0,1 до 0,8 м; 5) форма обломков округлая, как и у пирокластических потоков, обусловленная окатанностью; 6) «упаковка» материала гораздо плотнее, чем в пирокластических потоках; 7) после прохождений по лесам и кустарникам лахары содержат дробленую, скрученную древесину; 8) от пирокластических потоков отличаются отсутствием вторичных фумарол и спекшихся туфов; 9) в наполнителе обычно преобладает ювенильный материал.

В период извержения Безымянного в 1956 г. грязевые потоки формировались вслед за пирокластическими. В конечной части пирокластического потока можно наблюдать, как лахары залегают на пирокластическом потоке, который в свою очередь перекрывает материал направленного взрыва. Максимальная мощность грязевого потока у поворота р. Сухой Хапицы на север (т. е. в 15—18 км от центра извержения) около 10 м. Материал пирокластического потока инвертирует неровности отложений направленного взрыва, его мощность всего 1—3 м. Там, где лахар отложился на пирокластическом потоке, он сложен преимущественно ювенильным материалом. Крупность материала лахара примерно следующая: глыбы более 20 см — 2—3%; 10—20 см — 5—8%; 5 см — 10—15%; 1—5 см — 30%; менее 1 см — 45%. В грязевом потоке наблюдается грубая слоистость, обусловленная изменением состава ювенильного и резургентного материала Безымянного и обломочного материала других вулканов. Это можно объяснить смешением материала потоков лахара, несущих со склонов резургентный материал, и главного русла, где преобладает ювенильный материал. Однако плоскости раздела нет, что указывает на смешение грязевых потоков во время их движения. Форма обломков преимущественно угловатая (около 60%) и в меньшем количестве (40%) округлая. Мелкообломочный материал (1 см) представлен ювенильными отложениями пирокластического потока (около 20%), резургентным материалом Безымянного (30%) и терригенным обломочным материалом других вулканов, главным образом вулкана Камень (50%).

Интересно отметить, что в нескольких километрах ниже по потоку доля постороннего материала уменьшается: ювенильный составляет 40%, резургентный — 40%, терригенный — 20%. Примерно в 40 км от центра извержения грязевой поток обнажен на 2 м. Преобладает гравийно-песчаный

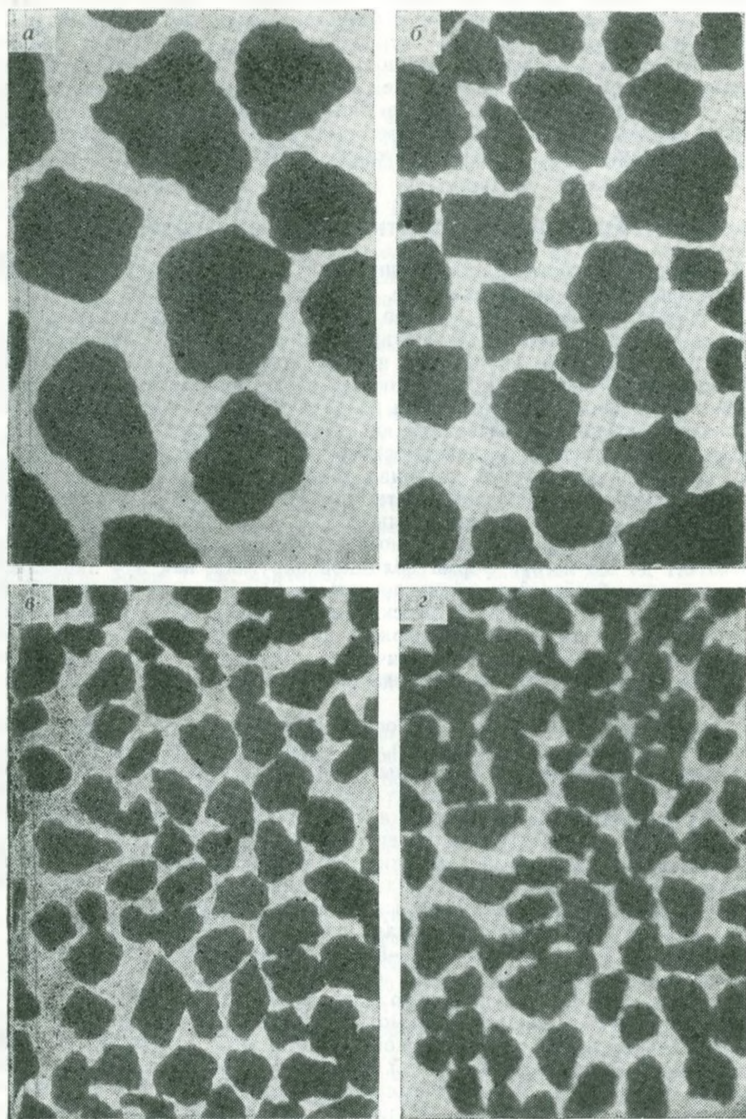


Рис. 71. Форма обломков наполнителя лахара вулкана Аяча извержения 1938 г.
Проба 202 (в мм): а — 3—2; б — 2—1; в — 1—0,5; г — 0,5—0,25

Изменение минералов лахара вулкана Авача, 1938 г.

| Компоненты | Части лахара | |
|--------------------------|--|--|
| | начальная | средняя |
| Магнетит | Изометричные, неправильной формы обломки и хорошо образованные октаэдры черного цвета | Изометричные, неправильной формы обломки. Редко правильные октаэдры |
| Гиперстен | Хорошо образованные призматические либо короткостолбчатые кристаллики, иногда с обломанными концами и угловатые, неправильной формы зерна. Кристаллы с пузырчатой рубашкой стекла и покрытые тончайшей стекловатой пылью | Редко присутствует 8 виде хорошо образованных призматических кристаллов, с пузырчатой рубашкой стекла. Чаще угловатые и остроугольные обломки неправильной формы |
| Авгит | Редко встречаются хорошо образованные призматические кристаллы, однако в средней части их меньше | |
| Амфибол | Не тигичел (единичные зерна) | |
| Плагиоклаз | Пластинчатые кристаллы с пузырчатой поверхностью, покрытой стекловатой пылью | В основном угловатые, неправильной формы пластинчатые обломки. Редко хорошо образованные кристаллы с шероховатой поверхностью. Некоторые покрыты окислами железа |
| Обломки эффузивных пород | Угловатые и остроугольные, неправильной формы. Редко пузырчатые и окисленные до красного цвета | |

материал, и на поверхности потока встречаются блоки агломератового туфа андезит-базальта, имеющие в поперечнике несколько метров. Один из них возвышается над поверхностью потока на 2,5 м и имеет ширину 3 м, а длину 5 м. В разрезе едва заметна грубая слоистость. Форма обломков полуокатанная, среди обломков преобладает резургентный и вулканотерригенный материал, ювенильный материал находится в подчиненном количестве. На поверхности потока большое количество перемятой древесины, но в разрезе она встречается редко. В наполнителе (менее 2 мм) преобладает ювенильный материал, сложенный обломками стекла, иногда пузыристого, и эффузивных пород. Минералы представлены пластинчатыми и угловатыми зернами плагиоклаза, призматическими и короткостолбчатыми кристаллами и обломками гиперстена, продолговатыми с зазубренными концами кристаллами авгита, обломками призматической, редко таблитчатой формы роговой обманки и угловато-окатанными неправильной формы зернами, октаэдрами со сглаженными углами и изометричными зернами магнетита. Детальные минералогические исследования пяти проб из разных частей лахара Безымянного показали, что они состоят преимущественно из ювенильного материала, причем очень слабоокатанного в процессе транспортировки. Проведенные механические анализы показали увеличение количества мелких фракций по мере движения лахара.

Грязевые потоки вулкана Авача извержения 1926 и 1938 гг. сохранили морфологию, но во многих пунктах размыты временными потоками, благо-

даря чему доступны для наблюдения. Особенно хорошо видны разрезы лахара извержения 1938 г. в вершине р. Сухой Халактырки. Здесь обнажения мощностью до 8—10 м вскрывают полностью грязевой поток.

Детальные минералогические исследования наполнителя лахара Авачи извержения 1938 г. в начальной и конечной частях показали, что в процессе движения мелкообломочный материал хотя и незначительно, но подвергается обработке (табл. 14, рис. 71).

ВУЛКАНОГЕННЫЕ «КОЛЛЮВИАЛЬНО»*-ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Процесс формирования вулканов непрерывно сопровождается перемещением вулканокластического материала. По крутым склонам скатывается свежесвыпавшая тефра, из прикратерной зоны — обломочный материал, оседающий в результате дневного таяния снега, таяния ледников и выпадения осадков, образующий небольшие грязевые потоки. Наряду с тефрой сносятся глыбовый материал лавовых потоков. Такое перемещение рыхлого материала происходит и в действующих вулканах, и в потухших до их литификации. Камчатские вулканы зимой покрываются мощным слоем снега и перенос вулканокластического материала прекращается.

Транспортировка осуществляется от вершины к подножию. В верхней части вулканической постройки происходит только снос, а в средней и в нижних частях отложение.

В зависимости от факторов, способствующих перемещению обломков (силы тяжести, солифлюкции талых и дождевых вод), обломочный материал сползает с различной скоростью и осуществляется различная степень сортировки и обработки его. Обычно в промежуточной зоне материал не обработан и плохо отсортирован; поскольку он не утратил своего первоначального облика, то относится к вулканокластическим образованиям (туфам). У подножия вулкана (в удаленной зоне) он подвергается окатыванию, полировке и сортировке и, следовательно, превращается в тефронидные образования и относится уже к вулканогенно-осадочным породам.

Перечисленные виды транспортировки осуществляются раздельно или совмещаются. В зависимости от этого коллювиально-пролювиальные вулканогенные отложения образуют прослои различной мощности: горизонты 3—10 м, сложенные обломочным материалом без слоистости и сортировки (рис. 72), или тонкие хорошо выраженные прослои толщиной 1—3 см. Описываемые отложения часто переслаиваются с тефрой, лавовыми потоками, лавокластитовыми тефрондами и коллювиальными отложениями, образованными за счет разрушения литифицированных пород. В промежуточной зоне эти отложения являются преобладающими.

Наиболее типичные коллювиально-пролювиальные отложения имеют: 1) мощность пластов от сантиметров до 2—10 м и более; 2) сложный состав — перемещение тефра часто с примесью обломочного материала глыбовых лавовых потоков; 3) слабую сортировку материала по крупности и слабую обработку его (скалывание углов); 4) иногда грубую, нечетко выраженную слоистость; 5) преобладание псаммитового и гравийного материала при практическом отсутствии глинистого материала; 6) плотное сложение мелкообломочного материала. Туфы и рыхлые вулканы описываемого генетического типа изучались из различных частей вулканической постройки Шивелуча и Ключевского. Для исследования брался наполнитель рыхлых вулкаников различного гранулометрического состава — от грубого агломерата до вулканического песка. Многочисленные механические анализы показали незначительное количество содержания пелитового (менее 0,01 мм) материала (обычно менее 1%). Главная масса представлена псаммитовым и алевроитовым материалом. Кроме изучения отдельных фракций из наполнителя промы-

* В отличие от коллювиальных отложений, где происходит разрушение горных пород и перемещение обломочного материала, в описываемых отложениях перемещается рыхлый вулканокластический материал, что отличает этот процесс от типичного образования коллювия.



РИС. 72. Грубослойные кодлювиально-пролювиальные образования на склонах Ключевского вулкана, Камчатка

вались шлихи для детального минерального анализа. Все пробы показали, что обломочный материал независимо от того, чем он представлен: обломками пород, обломками стекла, темновесными рудными минералами или плагноклазом, не носит следов окатанности, но едва заметная сглаженность граней у небольшого количества обломков встречается почти повсеместно. Наполнитель шлиха агломератов юго-восточной части Шиведуча состоит из обломков угловатой и неправильной формы андезита серого и частично бурого цвета и других минералов. Плагноклаз (андезит) находится в виде обломков кристаллов, реже призматических таблитчатых и пластинчатых зерен. Многие зерна покрыты тончайшей пылью стекла — «рубашкой», поверхность их шероховатая, редко пузырчатая. Очень редко кристаллы имеют слабосглаженные углы. Зерна бесцветные, прозрачные, реже молочно-белые, полупрозрачные, с перламутровым блеском. Роговая обманка встречается в виде призматических и таблитчатых кристаллов, с неровной, бугристой или шероховатой поверхностью. Иногда у кристаллов углы сглажены слабо. Цвет минерала темно-зеленый, коричневый до черного.

Авгит находится в виде обломков неправильной формы, несокатанных или слегка окатанных, со сглаженными углами. Поверхность шероховатая, тусклая, иногда пузырчатая. Гиперстен встречается в виде призматических, короткопризматических кристаллов и обломков неправильной формы, изредка со сглаженными углами желтовато-бурого и зеленовато-бурого цвета. Очень редко встречается оливин в виде обломков неправильной формы, иногда покрытых темно-бурой корочкой. Магнетит встречается в незначительном количестве в виде мелких изометричных зерен со сглаженными углами. Единичные зерна бледно-розового граната представлены обломками неправильной формы с показателем преломления 1,782. Шлихи наполнителя вулканического гравия, вулканического песка имеют аналогичный состав. Шлихи наполнителя агломерата Ключевского вулкана также изучены из различных точек и дали близкий результат. В них преобладают обломки базальта угловатой, остроугольной формы, нередко оплавленные с пузырчатой поверхностью. Преобладают обломки базальта темно-бурого и черного цвета: встречается около

15—20% обломков красного цвета. Значительную часть составляет пористое темное стекло. Авгит представлен обломками угловатой и неправильной формы, светло-зеленого цвета, иногда со слабосглаженными углами. Оливин встречается в виде зерен неправильной формы, изредка с бурыми стекловатыми корочками. Магнетит присутствует в виде мелких изометричных зерен. Плагноклаз находится в виде таблитчатых или угловатых зерен, иногда со слегка сглаженными углами, бесцветных, прозрачных, редко полупрозрачных, белого цвета, изредка покрытых тонкой железистой пленкой.

Коллювиально-пролювиальные отложения представляют собой своеобразные вулканокластические породы аллохтонного типа, в орогенных вулканических областях всех возрастов весьма распространены, составляя иногда до 50% объема всех вулканических пород. В молодых и древних вулканических формациях они изучены в многочисленных разрезах, где представляют собой слоистые толщи мощностью в сотни метров, простирающиеся от подножия вулкана на 5—10 км и переходящие, с одной стороны, в грубообломочные прикратерные автохтонные образования, а с другой — в слоистые тефронды. Вдоль вулканических массивов коллювиально-пролювиальные отложения (по длине) протягиваются на многие десятки километров.

ОТЛОЖЕНИЯ ЛАВОВО-ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ГЛЫБОВЫХ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ

В областях промежуточной зоны вулканов, т. е. там, где преимущественно развиты описанные коллювиально-пролювиальные отложения, обычно формируются лавовые потоки. В верхней части они редко задерживаются на крутых склонах, и впоследствии после разрушения вершин вулканов они уничтожаются. Однако они также редко значительно удалены от кратера. Глыбовые лавовые потоки, состоящие в верхней и нижней частях из обломочного материала, вместе с тефрой и коллювиально-пролювиальными отложениями формируют сложные мощные толщи. Лавовые потоки, как показано было выше, изливаясь на влажную поверхность или мощный покров снега, полностью превращаются в лавокластит. Образование горизонтов лавокластита, переслаивающихся с тефрой, происходит и другими путями. Так, например, в 1978—1979 гг. кратер Ключевского вулкана наполнился лавой. Прорвав край кратера, лава начала сползать по склону. Однако вследствие большой крутизны склона, высокой вязкости лавы и, вероятно, влияния снежно-ледяных образований на вершине вулкана по склону вместо лавовых потоков скатывался обломочный лавовый материал.

Обломочный материал лавовых потоков в процессе картирования часто принимается за пирокластику, создается неправильное представление о эруптивной деятельности и о типах извержения. С целью расфигурки этих толщ на примере лавово-вулканокластических образований Ключевского вулкана составлена модель формирования этих отложений (рис. 73). Здесь наблюдается сочетание монолитных лав, лавокластитового материала нижних и верхних частей лавовых потоков, выпадения тефры, родственной лавовым потокам, тефры соседнего вулкана и коллювиально-пролювиального материала, сносимого с более высоких частей вулкана. Лавовые потоки дают побочные прорывы Ключевского вулкана, они же дают и родственную потокам тефру. Неродственная тефра поступала из андезитового вулкана Безымянного. Кроме этого, описанные отложения сочетаются с тефрондами и другими генетическими образованиями на склонах вулкана. Тефра побочных кратеров и вершинного Ключевского вулкана, покрывающая лавовые потоки, обычно имеет небольшую мощность, так как лавы завершают фазы извержений. Тефра представлена мелким шлаком и пеплом, состоящим преимущественно из стекла (80—90%); кристаллов, представленных лабрадором (№ 60—70), реже оливином, пироксеном и рудными минералами. Кроме того, на склонах вулканов формируются тефрондные и вулканотерригенные отложения, которые перекрывают лавовые потоки или вклиниваются между

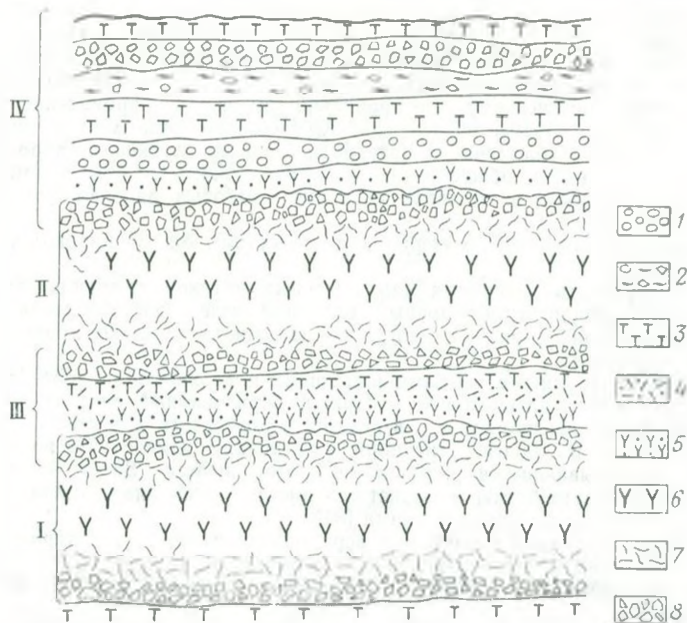


Рис. 73. Модель лаво-вулканокластических образований. I—II нижний и верхний лавовые потоки; III — горизонт лавокластического материала; IV — п. прекрывающие вулканогенные образования, обычные для промежуточной зоны:

1 — тефрод; 2 — вулканотерригенные отложения; 3 — коллювиально-пролювиальные отложения; 4 — тефра соседнего вулкана, не родственная лавовым потокам; 5 — тефра, родственная лавам; 6 — литонидный базальт; 7 — трещиноватый базальт и лавобрекчия; 8 — лавокластит

ними. Андезитовая тефра вулкана Безымянного извержения 1956 г. в большом количестве присутствует в лавовых потоках Заварицкого и Апахончича. Мощность ее 0,3—1 м, цвет светло-серый. Она представлена обломками андезита, стекла и кристаллами плагиоклаза (№ 50—65), пироксенов, роговой обманки и магнетита. Коллювиально-пролювиальные отложения на склонах Ключевского вулкана весьма различны по мощности и степени сортировки материала. Строение тринадцати лавовых потоков южной части Ключевского вулкана, извергавшихся за период с 1932 по 1966 гг., изучены детально. Количество глыбового материала по всем лавовым потокам за 34 года составляет 140 млн. м³, а общий объем лав 394,2 млн. м³, т. е. примерно одну треть. Пирокластический материал (тефра), сопровождавший излияние лавовых потоков, составляет 13%, общее количество обломочного материала к лавам дает близкое соотношение — 1:2. Поскольку обломочный материал лавовых потоков при формировании вулканогенных толщ в конечном счете входит в состав вулканокластических пород, необходимо его учитывать. Наряду с эксплозивным индексом нами предлагается ввести вулканокластический индекс $K=100(a+b)/c$, где K — вулканокластический индекс, a — эксплозивный продукт; b — глыбовый материал лавовых потоков, c — общее количество материала, полученного при извержении. Таким образом, вулканокластический индекс по лавовым потокам колеблется от 33 до 56, преобладающий — 45—50, а средний — 43. Для древних толщ формула упрощается: $a+b=d$ и тогда $K=100 d/c$ [88].

Полученные данные по закономерностям формирования лавовых потоков Ключевского вулкана могут иметь и общее значение. В древних вулканиче-

ских областях в основном распространены вулканические толщи, состоящие из переслаивания монолитных лав и обломочного материала. Поскольку критерии диагностики отличий глыбового материала лавовых потоков от пирокластического не были разработаны, обычно весь обломочный материал относился к пирокластическому и неправильно оценивалось проявление эруптивного процесса. Поэтому на примере Ключевского дола можно определить критерии отличия обломочного материала лавовых потоков от пирокластич., которые могут иметь общее значение, и предложить модель формирования вулканогенных толщ в областях излияния глыбовых лавовых потоков (см. рис. 73).

Отличия обломочного материала лавовых потоков от пирокластического следующие.

1. Поверхность массивных лав глыбовых потоков трещиноватая, постепенно переходящая в обломочный материал вследствие сгущения трещин.

2. Глыбы слабопористые, иногда с рваными краями, без признаков сортировки материала.

3. Между крупными глыбами или на их поверхности наблюдается спекшийся псаммитово-алевритовый материал, образованный за счет дробления обломков. Спекание происходит, вероятно, в результате вторичного разогрева при окислении. В процессе спекания наибольшим изменениям подвергается стекло, пропитываемое бурыми окислами железа. Затем подвергается разложению и замещению железисто-глинистая масса плагиноклаза, а темноцветные минералы остаются свежими [84].

4. Тефра побочных кратеров и вершинного кратера характеризуется наличием обломков черного и зеленого стекла, часто тонкопористого или фигурных фрагментов. Минералы часто имеют первичные кристаллографические формы.

5. Тефра вулкана Безымянного отличается более кислым составом.

6. Вулканокластический материал (коллювиально-пролювиальный), сносимый с постройки вулкана, и в том числе глыбы базальта из гипсометрически расположенных выше потоков, характеризуется слабой сглаженностью обломков, наличием фигурных бомб, некоторой сортировкой, отсутствием полостей между глыбами и отличием текстурно-структурных особенностей от глыбового материала лавовых потоков.

ОТЛОЖЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБВАЛОВ

По внешнему виду они напоминают отложения направленных взрывов, в которых блоки литифицированных пород заключены в мелкообломочную массу. Отличаются они только тем, что первые сложены преимущественно материалом прикратерной зоны, в то время как последние могут быть представлены различными вулканитами, слагающими повышенные части рельефа с крутыми и обрывистыми склонами. Процесс образования их сводится к разрушению обрывистых склонов и накоплению обломочного материала в виде гряд, в то время как материал направленных взрывов образует области, близкие к треугольникам.

Отложения тектонических обвалов наиболее типичны для островных дуг. Наиболее детально они изучены в пределах Камчатско-Курильской гряды. На о. Карагинском (Камчатка) к северу от устья р. Мейникальтой эти отложения слагают горизонт глыбовых брекчий с туфовым материалом мощностью около 60 м. Размеры глыб достигают 3 м. Форма глыб угловатая, иногда округлая вследствие скалывания углов. Слоистость и сортировка отсутствуют. Крупность материала по протиранию меняется. Обломочный сформирован в наземных условиях, но обрушен в море (см. рис. 15, г).

На юге о. Кунашир отложения тектонических обвалов пользуются широким распространением. В береговых обрывах обнажаются плейстоценовые отложения головнинской свиты, сложенные слоистыми отложениями туфов и вулканогенно-осадочных пород прибрежно-морских фаций. Здесь встречаются пласты мощностью до 5 м, состоящие из глыб угловатой формы размером до 3 м в поперечнике, сложенные теми же вулканокластическими

и вулканогенно-осадочными отложениями. Промежутки между глыбами заполнены мелкообломочным материалом, образованным за счет разрушения тех же глыб.

Вертикальные береговые обнажения, вскрывающие головнинскую свиту, имеют высоту около 40 м. В сентябре 1969 г. во время 10-балльного землетрясения с эпицентром, расположенным к востоку от о. Хоккайдо, произошел грандиозный обвал берегового обнажения с разном глыбового материала на десятки метров от берега, что подтвердило образование тектонических отложений.

Наземные отложения тектонических обвалов отмечены во многих пунктах Камчатки. Наиболее крупные обвалы произошли на вулкане Камень. Здесь образовался цирк с высотой стенки до 2 км. Обломочный материал создал своеобразный чешуйчатый рельеф в виде валов. Длина валов от нескольких сотен метров до 1,5 км. Ширина от десятков метров до 100 м. Поверхности валов наклонены в сторону от вулкана и в плане имеют дугообразную форму, обращенную выпуклостью в сторону от вулкана. Отдельные блоки обвала имеют объем до 30 000 м³. Они сложены вулканитами преимущественно прикратерной зоны.

За пределами Камчатки и Курильских островов аналогичные образования наблюдались мной в Чехословакии и Закавказье.

В восточной Словакии в с. Среда Подрогом карьером обнажены слоистые линаритовые туфы сарматского возраста, по простиранию переходящие в гигантобрекцию с размерами глыб 3—4 м (рис. 74).

В Грузии, на левом берегу р. Куры, возле древней Метехской церкви в береговом обрыве высотой 30—40 м обнажается гигантобрекция, известная под названием конгломератов запутанного напластования. Глыбы имеют размеры 10—20 м. Они сложены туфами, туффитами, аргиллитами и мергелями эоценового возраста. Г. С. Дзоцендзе полагает, что разрушение слоистых толщ вызвано подводными извержениями.

Следует отметить, что отложения тектонических обвалов в древних толщах еще не отмечались, несмотря на то, что, судя по приведенным данным, они должны иметь широкое распространение.



РИС. 74. Гигантобрекция — отложения тектонических обвалов. Восточная Чехословакия

Для отложений тектонических обвалов характерно отсутствие сортировки и слоистости. Размер глыб варьирует от нескольких дециметров до десятков метров в поперечнике. Форма глыб угловатая или с отломанными краями, приобретающая округлость. Воздействию обвалов обычно подвергаются слабосцементированные породы и при разрушении они распадаются на первичные фрагменты. Следовательно, наполнитель гигантобрекчий будет соответствовать генетическим типам отложений, слагающих глыбы. Более полная характеристика этих отложений дана в других работах автора [87, 88].

ЛЕДНИКОВЫЕ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ (ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ) ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изучение ледниковых отложений в настоящее время весьма благоприятно вследствие того, что в последнее столетие, в связи с потеплением климата северного полушария, большинство ледников отступают, оставляя вулканогенные морены, доступные для изучения. Интенсивное таяние ледников также благоприятно для формирования флювиогляциальных отложений у подножий вулканов. По данным И. В. Мелекесцева и др. [92], за последнее столетие площадь ледников сократилась на 30—40%. В. Н. Виноградов и А. Е. Будников [16] провели более точный подсчет результатов сокращения ледников. По их данным за последнее столетие площадь ледников Авачинской группы вулканов сократилась с 35,2 до 16,4 км², т. е. больше чем в два раза (рис. 75).

Ледниковые и флювиогляциальные отложения широко развиты в древних толщах и формируются в настоящее время на Камчатке, в Кордильерах, Каскадных горах, в Исландии и в других регионах, где развиты высокие стратовулканы и полигенные вулканы, которые увенчаны снежными вершинами и имеют множество спускающихся ледников, отлагающих вулканогенные морены, а в удаленной зоне — флювиогляциальные отложения.

Ключевская и Авачинская группы вулканов представляют уникальную область, где в настоящее время действуют ледники формируют ледниковые и водно-ледниковые отложения. В пределах отмеченных групп вулканов изучено 55 ледников. По данным В. Н. Виноградова [15], ледники Ключевской группы занимают площадь 225 км², а Авачинской — 16,4 км². На Шивелуче имеется шесть ледников общей площадью 30,4 км². Типы ледников, по данным В. Н. Виноградова и И. В. Мелекесцева [18], весьма разнообразны: ледяные шапки или пояса, кальдерные ледники, ледники атрио, ледники барранкосов, ледники взрывных и обвальных цирков, каровые ледники, атрио-долинные ледники, кальдеро-донные ледники и переметные ледники. Мощность ледников пелелика — до 50—60 м.

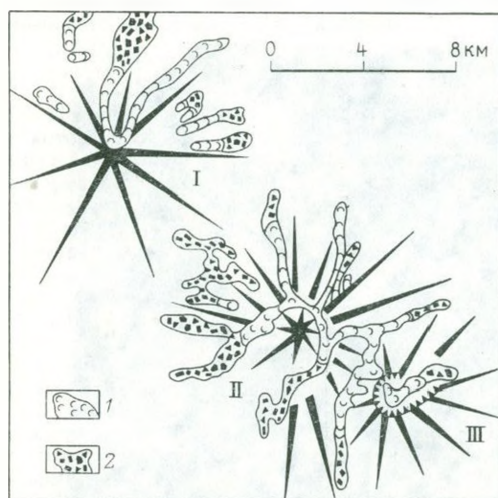


Рис. 75. Схема расположения ледников и морен вулканов Авачинской группы вулканов (по В. Н. Виноградову и А. Е. Будникову [16]):

I — ледники; 2 — морены. I — Корякский вулкан; II — Авачинский вулкан; III — Козельский вулкан

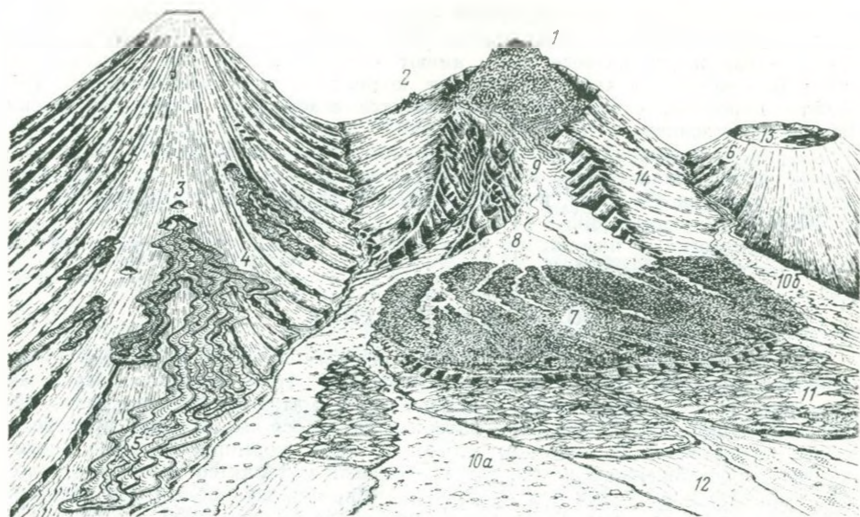


РИС. 76. Генетические типы вулканитов в пределах вулканических построек. Схема выполнена Т. С. Краевой по эскизу автора:

1 — терминальный экструзивный купол; 2 — латеральный экструзивный купол; 3 — шлаковый конус побочного прорыва; 4 — лавовый поток; 5 — бескорневой экструзивный купол; 6 — агглютинаты побочного прорыва; 7 — агломераты направленного взрыва; 8 — отложения пирокластических потоков; 9 — отложения раскаленных лавин; 10а — отложения лахаров; 10б — отложения тейфрондов сухими реками; 11 — отложения вулканических морен; 12 — флювиогляциальные отложения; 13 — кратерно-озерное отложение; 14 — пролювиально-коллювиальные отложения

На рис. 75, где изображена Авачинская группа вулканов, хорошо видна морфология морен. Последние отлагаются в нижних частях вулканов, но в процессе извержений происходит изменение форм вулканов, в связи с этим ледники меняют свое положение и постепенно покрывают значительную часть периферии ледника.

ШАРОВЫЕ И ПОДУШЕЧНЫЕ АГЛОМЕРАТЫ

Подушечные лавы, как известно, имеют лавовую природу, но наряду с ними широко развиты шаровые (подушечные) образования, имеющие пирокластическую природу. Они часто принимаются за подушечные лавы. Эти образования освещены в ряде работ автора [83].

Подводные извержения, близкие к стромболианскому или к гавайскому типу извержений, характеризуются выбросами пластичного лавового материала. При выбросе он приобретает шаровую форму и накапливается у подножия. Видимо, такого типа образования наблюдались Г. С. Вашингтоном [180] на о. Пантелерия, когда к поверхности поднимались пузырчатые черные бомбы с большим количеством пара.

Такого типа образования наблюдались автором в береговых обнажениях р. Камчатки среди отложений олигоцен-миоценового возраста. Базальтовые шары, грушевидные образования и бесформенные комки с гладкой или бугристой поверхностью имеют размеры от 0,1 до 4 м, чаще 0,2—0,8 м в поперечнике. Их в породе около 30%. Они погружены в мелкообломочную гиаокластитовую массу, в значительной степени палагонитизированную и хлоритизированную.

В юго-восточной части о. Карагинский (Камчатка) в береговом обнажении удалось наблюдать базальтовый подводный канал, вепающийся по-

душечным агломератом грибообразной формы, заключенным в обильную пирокластику. Шары и подушки имеют размеры 1—1,5 м. Описываемые шары, так же как и подушечные лавы, имеют автономное строение. Обычно для этих отложений характерно большое количество мелкообломочного материала. Вероятно, к такому типу относятся агломераты Нижней Тунгуски (Сибирь), описанные Е. И. Гуриновой [38].

Подводные излияния пирокластических потоков авачинского типа, развитые на вулканах Авача, Карымский, Ильинский на Камчатке и Синдзинский в Хабаровском крае, в субаквальных условиях дадут аналогичные подушечные агломераты [80].

По аналогии с наземными подушечными лавами следует различать и наземные агломераты [87].

ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Воздушная обработка и сортировка пирокластического материала имеет широкое развитие. После Большого трещинного Толбачикского извержения огромные массы алевритового и псаммитового материала неоднократно переносились ветром. Иногда этот материал отлагался на снежном покрове и снова переносился. В конечном итоге на тефре формируется слой многократно пересотложенного пепла. Однако степень и характер обработки эоловой пирокластики до сих пор не изучены. Мной также наблюдался эоловый перенос пеплов вулкана Безымянный после извержения 1956 г., Олимпийского прорыва вулкана Алаид извержения 1972 г. и др. Эоловые отложения в значительной степени формируют почвенно-пирокластический чехол, переслаиваясь с почвенными слоями и тефрой.

Охарактеризованные генетические типы вулканитов относятся преимущественно к наземным и прибрежно-морским как наиболее доступным и поэтому детально изученным. Следует отметить, что в древних толщах генетические типы вулканитов также широко распространены. При описании генетических типов определялись их области развития в пределах вулканических построек. Размещение наиболее характерных типов вулканитов дано на рис. 76.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдуллаев Р. Н., Ахвердиев А. Т.* К вопросу об условиях и механизме формирования столбчатой отдельности в вулканических образованиях. — Изв. АН АзССР. Сер. Науки о Земле, 1976, № 4, с. 30—39.
2. *Аверьянов И. П., Тютрич Н. И.* Литолого-фациальные особенности кратерно-озерных отложений и связанных с ними полезных ископаемых. — В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск, 1972, с. 23—26.
3. *Аверьянов И. П., Арамова Г. Г.* Геологическое положение и особенности литологического состава кратерно-озерных отложений. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., 1969, с. 78—90.
4. *Арамаки С. В.* Пирокластические потоки и кальдеры Японии. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М., 1977, с. 164—172.
5. *Атлас текстур и структур осадочных горных пород.* М., Госгеолтехиздат, 1962, 578 с.
6. *Белоусов В. И.* К вопросу об образовании спекшихся туфов, расположенных в пределах гидротермальных систем. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 270—276.
7. *Белянкин Д. С.* К вопросу о туфолавах Армении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3, с. 141—144.
8. *Белянкин Д. С., Петрон В. П.* О кристобалите и об условиях кристаллизации его в некоторых породах Закавказья. — Труды Минералогического музея АН СССР, вып. 1, 1949, с. 18—25.
9. *Беммелен Р. В.* Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 394 с.
10. *Бойд Ф. С.* Спекшиеся туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 208—263.
11. *Борисов О. Г., Борисова В. Н.* Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск, Наука, 1974, 200 с.
12. *Ботвинкина Л. Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М., Наука, 1965, 259 с.
13. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., Наука, 1974, 319 с.
14. *Бродская Н. Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. — Труды ГИН АН СССР, вып. 258, 1974, 200 с.
15. *Виноградов В. Н.* Каталог ледников СССР. Т. 20. Л., Гидрометеоздат, 1968, с. 3—67.
16. *Виноградов В. Н., Будников А. Е.* Динамика ледников Авачинской группы вулканов в последнее столетие и черты их режима. — Вопросы географии Камчатки, 1977, вып. 7, с. 26—30.
17. *Виноградов В. Н., Иванов Б. В., Чирков А. М.* Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1974 г. — Вопросы географии Камчатки, 1977, вып. 7, с. 31—37.
18. *Виноградов В. Н., Мелекесцев И. В.* Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсужденция. Вып. 12. М., 1966, с. 91—99.
19. *Власов Г. М.* Особенности кратерно-озерных отложений. — Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геологии, т. 36(6), 1960, с. 95—109.
20. *Власов Г. М., Мартынюк М. В., Попкова М. Н.* Классификация вулканических пород. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., 1972, с. 126—137.
21. *Власов Г. М., Попкова М. Н.* Генезис, особенности и вторичные изменения гналокластитов различного типа. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 23—25.
22. *Влодавец В. И.* О вулканологической терминологии. — Бюлл. вулканол. станции АН СССР, 1954, № 21, с. 43—46.
23. *Влодавец В. И.* Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, с. 47—54.
24. *Влодавец В. И.* Проблема туфолов и игнимбригов. — Труды Лаборатории вулканологии, 1961, вып. 20, с. 11—23.
25. *Влодавец В. И.* Проблема игнимбригов и гналокластитов на Международном симпозиуме в Италии. — Бюлл. вулканол. станции АН СССР, 1962, № 33, с. 80—86.
26. *Внедрение базальтов и образование питающих трещин Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 г. по геодезическим данным/С. А. Федотов, Б. В. Энман, М. А. Магуськин и др.* — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 170—173.
27. *Восточно-Африканская рифтовая система.* Т. 2. М., Наука, 1974, 260 с.
28. *Вознесенская Т. А.* Отделение субаквальных пирокластических потоков в ордовике — силуре Сакмарской зоны Урала. — Литология и полезные ископаемые, 1974, № 1, с. 67—74.
29. *Волянец О. Н.* О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, 1973, с. 57—92.
30. *Вулкан Козельский/Будников В. А., Ванде-Кирков Ю. В., Малеев Е. Ф., Овсянников А. А.* — Бюлл. вулканол. станции АН СССР, 1976, № 52, с. 103—107.
31. *Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование.* М., Недра, 1974, 263 с.
32. *Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг.* М., Наука, 1978, 256 с.

33. Гейтнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации. — Литология и полезные ископаемые, 1977, № 5, с. 113—139.
34. Гейтнер А. Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии. — В кн.: Исландия и Срединно-океанический хребет. М., 1978, с. 155—191.
35. Гиллрова М. А. Шаровые лавы Сиусарского района Южной Карелии и проблема пегматизации шаровых лав. Ученые записки ЛГУ, 1959, № 268, вып. 10, с. 3—68.
36. Горшков Г. С., Дубик Ю. М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М., 1969, с. 3—37.
37. Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безмяный и особенности его последнего извержения (1955—1963 гг.). М., Наука, 1965, 174 с.
38. Гуринова Е. И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 6, с. 94—105.
39. Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., Наука, 1965, 144 с.
40. Дели Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936, 591 с.
41. Дзюценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатура вулканогенно-обломочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-обломочных пород. Тбилиси, 1970, с. 7—22.
42. Дзюценидзе Г. С., Мархин Е. К. Вулканокластические продукты и проблема их эволюции. — В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., 1974, с. 4—12.
43. Дубик Ю. М., Меньялов И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безмяного. — В кн.: Вулканизм и извержения. М., 1969, с. 38—77.
44. Дуничев В. М. Кислые сваренные туфы в недрах гидротермальной системы Горячий Пляж. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 276—280.
45. Заварицкий А. И. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956, 479 с.
46. Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М., Наука, 1969, 279 с.
47. Захарян Г. И., Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы. — В кн.: Геология Армянской ССР. Т. VII. Ереван, 1966, с. 26—89.
48. Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., Наука, 1970, 135 с.
49. Иванов Б. В., Богоявленская Г. Е. Зависимость кристаллизации лав вулкана Безмяного от механизма извержения. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 118—127.
50. Исаева Т., Минато М., Куно Х., Мацумото Т., Яги К. Спекшился туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. — В кн.: Проблемы палеовулканологии. М., 1963, с. 478—489.
51. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1972, 196 с.
52. Карапетян С. Г. Условия образования литоидных пемз на месторождениях кислых вулканических стекол Армянской ССР. — В кн.: Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М., 1975, с. 38—54.
53. Киркинская В. Н. Пирокластические породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Л., Гостолтехиздат, 1958, 520 с.
54. Кирсанов И. Т., Хренов А. П., Вакин Е. А. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1973 г. — Булл. вулканол. станции АН СССР, 1975, № 51, с. 3—18.
55. Кисинев А. Е. Аквагенные туфы Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции. — Советская геология, 1970, № 3, с. 85—97.
56. Классификация вулканогенных обломочных горных пород. В. И. Влодавец, Е. Ф. Малеев, В. П. Петров и др. М., Госгеолтехиздат, 1962, 17 с.
57. Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных горных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, 263 с.
58. Колтев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., Недра, 1967, 331 с.
59. Котова Л. И. Девонская вулканогенно-обломочная формация хребта Тарбагатай. М., Наука, 1972, 163 с.
60. Краевая Т. С., Мелекесцев И. В. Рыхлые отложения подножий молодых стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса. — В кн.: Вулканические фации Камчатки М., Наука, 1969, 175 с.
61. Кристаллизация и дифференциация в подушечных сплитгах района бухты Лаврова на Северо-Востоке Камчатки/Авдейко Г. П., Пономарев П. П., Самойленко Б. И., Скрипко К. А. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М., 1977, с. 205—213.
62. Кривитович А. Н. О геологической терминологии. — Проблемы советской геологии, 1935 № 6, с. 18—35.
63. Ксенолиты и гомеогенные включения. М., Наука, 1969, 108 с.
64. Лалин Б. Н. Атлас структур девонских вулканогенных пород Горного Алтая. М., Наука, 1965, 127 с.
65. Лалин Б. Н. Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Тувы. Новосибирск, Наука, 1972, 138 с.
66. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. — В кн.: Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья. Т. I. Л., 1931, с. 117—379.
67. Лебединский В. И. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторые других районов СССР. М., 1963, с. 79—91.
68. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. — Изв. СПб Политехн ин-та 1913, т. 20, вып. 1, 134 с.
69. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олопенская диабазовая формация. Избранные труды Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 5—502.

70. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., Гостеолтехиздат, 1963. 447 с.
71. Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. — Материалы ВСЕИЛН, 1953, вып. 7, с. 139—206.
72. Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1. М., Наука, 1971. 490 с.
73. Макдональд Г. А. Вулканы. М., Мир, 1975. 432 с.
74. Макдональд Г. А. Опасность вулканических извержений. — В кн.: Геологические стихи. М., 1978, с. 97—185.
75. Малеев Е. Ф. Классификация и главнейшие структуры пирокластических пород. — Советская геология, 1946, № 12, с. 35—44.
76. Малеев Е. Ф. Туфогенная фацис суйфунской свиты и закономерности распределения в ней полезных ископаемых. — В кн.: Природные сорбенты Дальнего Востока. М., 1958, с. 56—64.
77. Малеев Е. Ф. О петрографических принципах классификации вулканокластических пород. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959, с. 449—458.
78. Малеев Е. Ф. Генетические типы туфолав и отличие их от игнимбритов. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., 1961, с. 39—46.
79. Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1963. 168 с.
80. Малеев Е. Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской изменности. — В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М., 1963, с. 3—59.
81. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., Наука, 1964. 251 с.
82. Малеев Е. Ф. Условия накопления вулканотерригенного материала. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965, с. 55—62.
83. Малеев Е. Ф. Агломератные пирокластические потоки. — В кн.: Вулканические фацисы Камчатки. М., 1969, с. 5—33.
84. Малеев Е. Ф. Типы месторождений кислых вулканических стекол и приуроченность их к этапам вулканизма. — В кн.: Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М., 1969, с. 20—26.
85. Малеев Е. Ф. Классификация некоторых типов вулканогенно-осадочных пород. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 5, с. 125—129.
86. Малеев Е. Ф. Значение актуалистического метода для изучения вулканогенного литогенеза. — Бюлл. вулканол. станции АН СССР, 1974, № 50, с. 81—91.
87. Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фацис и генетических типов вулканитов. М., Наука, 1975. 257 с.
88. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., Недра, 1977. 214 с.
89. Малеев Е. Ф., Ванде-Кирков Ю. В. Некоторые вопросы формирования лавовых потоков побочных кратеров Ключевского вулкана. — Бюлл. вулканол. станции АН СССР, 1973, № 49, с. 70—76.
90. Мархинин Е. К. Вулканы острова Кунашир. — Труды Лаборатории вулканологии, 1959, вып. 17, с. 155—164.
91. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М., Наука, 1967. 254 с.
92. Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А. Рельеф и отложения вулканических районов Камчатки. М., Наука, 1970. 104 с.
93. Мельникова О. А., Захарова М. А. Каинзойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М., Наука, 1977. с. 244.
94. Меньялов А. А. Вулкан Шивелуч, его геологическое строение и извержения. — Труды Лаборатории вулканологии, 1955, вып. 9, 264 с.
95. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа. — Труды Лаборатории вулканологии, 1961, вып. 20, с. 72—89.
96. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973. 280 с.
97. Мурдама И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970, с. 31—56.
98. Мушкетов И. В., Мушкетов Д. И. Физическая геология. Т. 1. ОНТИ, М. — Л., 1935. 908 с.
99. Набоко С. И. Извержение Билуюка, побочного кратера Ключевского вулкана. — Труды Лаборатории вулканологии, 1947, вып. 3, 135 с.
100. Набоко С. И. Метасоматическое «сваривание» кислых туфов в недрах гидротермальных систем областей активного вулканизма. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 280—287.
101. Наседкин В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. М., Наука, 1975. 208 с.
102. Онциенко С. К. К вопросу классификации пирокластов. — Изв. высших уч. заведений. Геология и разведка, 1958, № 9, с. 42—46.
103. Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага (На примере Курильских островов). М., Наука, 1968. 112 с.
104. Петров В. П. Игнимбриты и туфовые лавы; еще о природе арктикуфа. — В кн.: Туфолавы. М., 1957, с. 17—25.
105. Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., 1961, с. 24—38.
106. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород советских Карпат В. С. Соболев, В. П. Костин, А. П. Бобринев, О. И. Горбачевская, С. М. Спитковская, М. Ю. Фишкин. Киев. Изд-во АН УССР, 1955, с. 248.

107. *Петрографические критерии ликвации в кислых лавах*. М., Изд-во АН СССР, 1963. 100 с. (Тр. ИГЕМ. Вып. 20).
108. *Пийл Б. И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. — Труды Лаборатории вулканологии, 1956, вып. 11. 312 с.
109. *Продукты* эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. — Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС). Серия Литология и геохимия, 1969. Вып. 91, с. 164.
110. *Прокин В. А.* К вопросу о классификации и номенклатуре вулканических обломочных пород. — Разведка недр, 1953, № 1, с. 8—13.
111. *Происхождение* игнимбритов по данным исследования с применением растрового электронного микроскопа/Н. В. Короновский, Г. В. Саларин и др.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 667—670.
112. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964. 437 с.
113. *Росс К. С., Смит Р. Л.* Туфы пеллового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963, с. 371—477.
114. *Рудич К. Н.* Вулкано-плутонические формации цепи Черского. М., Наука, 1966. 126 с.
115. *Современные представления* о классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород/Е. Ф. Малеев, М. А. Петрова, В. Т. Фролов и др. — Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 55—62.
116. *Современное состояние терминологии и номенклатуры* изверженных пород. М., Недра, 1969. 27 с.
117. *Соловкин А. Н.* О номенклатуре сложных вулканогенно-осадочных комплексов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 5, с. 141—144.
118. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960. Т. I — 212 с., т. II — 573 с., т. III — 549 с.
119. *Структуры* горных пород/Половинкина Ю. И., Егорова Е. Н. и др. Т. I. Магматические породы. М. — Л., Госгеолтехиздат, 1948. 204 с.
120. *Судзуки Т.* Палеовулканизм и метаморфизм внешней зоны юго-западной Японии. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М., 1977, с. 148—163.
121. *Тимербаева К. М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., Наука, 1967. 208 с.
122. *Тиррель Г. В.* Вулканы. Новосибирск—Грозный, Горгеонефтеиздат, 1934. 220 с.
123. *Федорченко В. И., Шилов В. Н.* Извержение вулкана Чакурачки (о. Парамушир) в 1961 г. — Бюлл. вулканол. станции АН СССР, 1963, № 34, с. 36—43.
124. *Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н.* Гналокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. — Литология и полезные ископаемые, 1974, № 3, с. 130—143.
125. *Чернов В. М.* Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. I. М., 1966, с. 103—115.
126. *Шаталов Е. Т.* К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. — В кн.: Материалы по изучению Охотско-Кольмыского края. Сер. I, вып. 2. Магадан, 1937, с. 28—36.
127. *Шилов В. Н.* Об условиях проявления гналокластического типа вулканических извержений. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 22—23.
128. *Ширинян К. Г.* Игнимбриды и туфолавы. — Труды Лаборатории вулканологии, 1961, вып. 20, с. 47—58.
129. *Ширинян К. Г.* Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961. 160 с.
130. *Ширинян К. Г.* Гналокластиты и условия их образования в Армении. — Труды Лаборатории палеовулканологии, 1963, вып. 2, с. 200—210.
131. *Ширинян К. Г.* Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. — В кн.: Геология Армянской ССР. Т. 4. Ереван, 1970, с. 477—494.
132. *Шрок Р.* Последовательность в свитах слонских пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950. 564 с.
133. *Abich H.* Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. II. Geologie des Armenischen Hocheandes. Wien, 1882. 478 p.
134. *Baker B. H.* Geology and geochemistry of the Ol Doinyo Nyokie trachyte ignimbrite vent complex, south Kenya rift valley.—Bull., volcanol., 1975 (1976), 39, No. 3, p. 420—440.
135. *Basu Abhijit.* An example of a thermally metamorphosed agglutinate.—Meteoritics, 1976, 11, No. 3, p. 207—216.
136. *Bordet P., Marinelli G.* Contribution a l'etude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées (Alaska).—Soc. Belge Geol. Paléontol. et hidrol. Rue de Lourain, 1963, No. 7. 70 p.
137. *Briggs Nancy D.* Recognition and correlation of subdivisions within the Whakamaru Ignimbrite, central North Island.—New Zealand. N. Z. J. Geol. and Geophys., 1976, 19, No. 4, p. 463—501.
138. *Carlisle D.* Pillow breccias and their agnate tuffs—Quadra Zland. J. Geol., Brit. Columbia, 1963, vol. 71, No. 1, p. 48—71.
139. *Dutton C. E.* Hawaiian volcanoes. 4 Annual Rept., U. S. Geol. Surv., 1884. 105 p.
140. *Eigenfeld F.* Zum Auftreten der Ignimbrite.—Geod. und Geophys. Veröff., 1975, R. 111, No. 36, p. 31—32.
141. *Emerson O. H.* The formation of aa and pahoehoe.—Amer. J. Sci. 12, 5, 1926, p. 109—114.

142. *Ilay R.* Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St.—Vincent. *J. Geol.*, 1959, No. 5, p. 540—562.
143. *Fisher R. V.* Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Reviews*, 1966, vol. 1, No. 4, p. 287—297.
144. *Gangeand L.* Les regions volcaniques du Puy-de-Dome.—*Bull. Serv. Carte Géol. et topogr. Souterraines*, 1913, t. 22, No. 135.
145. *Gyarmati P. A.* A Tokaji—Heg—Yseg intermedier vulkanizmus. Muzaki könyvkiado, Budapest, 1977, 195 p.
146. *Honnorez J., Kirst P.* Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs.—*Bull. volcanol.*, 1975 (1976), t. 39, No. 3, p. 441—465.
147. *Jaguet J. B.* Notes upon the cocurrence of gold in volcanic glass at Grassy Gully Ialwal District. *Rec. Geol. Surv.*, 1900, No. 7, p. 63—68.
148. *Jones A. E.* Classification of lava surfaces. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1943, p. 265—268.
149. *Kjartansson G.* The eruption of Hekla 1947—1948, II, 4. Water flood and mud flows. *Soc. Scientiorum Islandica, Reykjavik*, 1951, 51.
150. *Kjartansson G.* Rumal hrandynga. *Natturfraedingurim*, Reykjavik, cited by Nae-Nygaard, 1968.
151. *Lacroix A.* La Montagne Pelee et ses eruption, Paris, Masson, et Cie, 1904, p. 662.
152. *Lacroix A.* Remarques sur les materiaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques guile constituent.—In: *Livre Jubilaire de la Soc. Geol. de France*, 1930, 211 p.
153. *Leyden R.* Staukuppen und verwandte Bildungen. *Ltschr. Volcanol.*, Berlin, 1936, vol. 16, No. 4, p. 225—247.
154. *Lindon P. A.* Geology and lahars of the Tuscan Formation, Northern California. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 116, 1968, p. 441—475.
155. *Locardi E., Miltemperger M.* On the genesis of ignimbrites. How ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt. *Bull. Volcanol.*, 1967, Ser. 2, vol. 31, p. 131—152.
156. *Lydon P. A.* Geology and lahars of the Tuscan Formation, Northern California. *Geological Soc. America Mem.*, 1968, 116, p. 441—475.
157. *Lyell Ch.* Elements of geology, or the ancient changes of the earth. London, Murray, 1865, 794 p.
158. *Marchall P.* Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zeland. *New Zeland Journ. of Sci. and Techn.*, 1932, vol. 13, No. 4, p. 31—42.
159. *Maury R. C., Mervoyer Bernard, Westercamp Denis.* Temperatures de mise en place des pyroclastites fossiliferes de la montagne Pelée (Martinique) et de la Soufrière de Guadeloupe.—*Bull. Rech. Geol. et minières.*, 1976, Sec. IV, No. 4, p. 347—352.
160. *Mercalli G. Y.* Vulcani attivi della terra. Milano, 1907, 179 p.
161. *Meller Thomas P., Smith Robert L.* Spectacular mobility of ash flows around Aniakchak and Fisher calderas. *Alaska. Geology*, 1977, 5, No. 3, p. 173—176.
162. *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.
163. *Moore S. G.* Petrology of Deep-sea Basalt near Hawaii Amer.—*J. Sci.*, 1965, vol. 263, No. 1, p. 40—52.
164. *Neumann van Padang M.* Two catastrophic eruptions in Indonesia, comparable with the plinian outburst of the volcano of Thera (Cantorini) in minoan time. Repr. from the Acta of the 1-st Intern. Sci. Congress on the Volcano of Thera, Athens, 1971, p. 18—36.
165. *Norin E.* Die sedimente des zentralen Tyrrhenischen Meeres. *Geol. Rundschau*. No. 1, 1958, Bd. 47, p. 217—218.
166. *Panto G., Sreky-Fux V.* A Tokaji hegység harmadkori vulkan tevekenysege. *Geochemical Conference of the Hungarian Academy of Sciences 5 to 30 October, 1959. Eudapest, 1959.*
167. *Panto G.* The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. *Acta Geologica a magyar tudomanyos akademia földtani közlönye*. Budapest, 1962, t. 6, fascicuilt 3—4, p. 131—135.
168. *Poucllet Andre.* Des formations volcaniques sous-lacustres au sud de l'île Idjwi dans le lac Kivu (Rift ouest de l'Afrique centrale). *C. r. Acad. Sci.*, 1977, D. 284, No. 12, p. 1041—1043.
169. *Reynolds S. H.* Breccias.—*Geol. Mag.*, 1928, No. 65, p. 97—107.
170. *Sparks R. S. J., Wilson L.* A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse.—*J. Geol. Soc.*, 1976, 132, p. 441—451.
171. *Spies O.* Inclusion-bearing Pliocene peralkaline silicic ignimbrites from southwest of Mt. Ayely, Southern Afar (Ethiopia).—*Sci. Rept Int-Union Commis. Geodyn.*, 1975, No. 14, p. 334—340.
172. *Straw P. H.* A lurning mounta in came out of the sea at Fayal. *Zodiac*, No. 584, 1957, p. 12—13.
173. *Tazieff H.* Un phénomène unique au monde: le mysterieux lac de lave du volan Nyiragonog. *Sci. et avenir*, 1957, No. 154, p. 284—289.
174. *Tchoua F.* Sur l'existence d'une phase initiale Ignimbritique dans le volcanisme des Monts Bambouto (Cameroun), *Trav. lab. sci. terre*, 1975, No. 11, p. 138—139.
175. *Thorarinsson S.* Tefrokronologska pa Island. *Geogr. Ann. Stockh. Arg.*, 1944, t. 26, p. 17—22.

176. *Thorarinnsson S.* Eruption of Hekla 1947—1948. *Vísindafelg Íslandinga*. Reykjavík, 1976, 51 p.
177. *Tomkeiff S. I.* The basalt of the Giant's Causeway district of Northern Ireland.—*Bulletin Volcanologique*, Napoli, 1940, t. VI, B. V, p. 89—143.
178. *Walker G. P. L.* Acid volcanic rocks in Iceland.—*Bull. volcan.*, 1966, 29, p. 375—401.
179. *Wentworth G. K., Williams H.* The classification and terminology of the pyroclastic rocks, *Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council.*, 1932, vol. 89, p. 3—56.
180. *Washington H. S.* The formation of aa and pahoehoe.—*Amer. J. Sci.*, 6, 1923, p. 400—423.
181. *Williams H.* Calderas and their origin—*Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci.*, 1941, 25, p. 239—346.
182. *Wolff F.* *Der Vulkanismus*, vol. 1, 1914.
183. *Wright J. V., Coward M. P.* Rootless vents in welded ash-flow tuffs from northern Snowdonia, North Wales, indicating deposition in a shallow water environment.—*Geol. Mag.* 1977, 114, N 2, p. 133—140.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агглютинат 7, 83
 Агломератовый 11, 52
 Бескорневые купола 169
 Брекчиевая лава или лавобрекция 7, 63
 Брекированные лавовые потоки 134
Водно-ледниковые отложения 228
 Вторичные некки 178
 Вулканисты 7, 14
 Вулканические купола 26
 Вулканогенные отложения 7
 Вулканокластические некки 176
 Вулканокластические породы 7, 17, 65
 Вулканогенно-обломочные образования 108
 Вулканогенно-осадочные породы 8, 20, 107
 Вулканотерригенные породы 8, 22, 114
 Вулканогенные „коллювиально“-пролювиальные отложения 222
Генетические типы вулканитов 117
 Гиалокластит 8, 70
 Гиалокластитовые лавовые потоки 72
Зональные лавовые потоки 132
Игнимбрист 8, 87
 Игниспумит 9
 Игниспумитовые лавовые потоки 145
Кальдеро-озерные отложения 179
 Кластолава 9, 17, 170
 Кластолава куполов 173
 Кластолавы кратеров вулканов 172
 Кластолавы некков 174
 Кластолавы потоков 172
 Кластолавы трубок взрыва 174
 Кремнистые породы 17
 Кратерно-озерные отложения 179
 Ксенотуф 9
 Купола без видимой связи с интрузией 159
 Купола над интрузиями 168
Лавовые некки 176
 Лавовые покровы 118
 Лавовые потоки 25, 26, 118
 Лавовые потоки со сложной зональностью
 Лавокластит 10, 67
 Лавокластитовые лавовые потоки 67
 Лахары 213—214
Ледниковые отложения 228
Метлообразные купола 166
 Многоканальные купола 167
Некки 175
Ортотуффиты 13
 Осадочно-пирокластические породы 75
 Основные породы 16
 Отдельность 38—43
 Отложения алгомератовых потоков 202—208
 Отложения грязевых потоков 213—222
 Отложения игнимбритовых потоков 195
 Отложения лавово-вулканокластических образований 224
 Отложения направленных взрывов 190
 Отложения пемзовых потоков 198, 199
 Отложения пепловых потоков 197, 198
 Отложения пирокластических потоков 193
 Отложения раскаленных лавин 209
Паратуффиты 13, 108
 Пенистые лавовые потоки 138
 Первичные некки 176
 Пизолитовые туфы 48
 Пикообразные купола 166
 Пирокластические породы 10, 74
 Пластичные (излившиеся) купола 164
 Подушечные лавовые потоки 149, 232
 Полосчатость 35—37
 Полосчатые лавовые потоки 132
 Пористость 29, 31, 34
 Пористые зональные лавовые потоки 132
 Пористые и слабопористые лавовые потоки 132
 Протрузивные купола 166
 Псевдоагглютинат 10, 86
 Псевдоигнимбрист 10, 91
Расчлененные лавовые потоки 146
 Резургентный материал 11
Сваренные туфы 12, 83
 Сложные некки 177
 Спекшиеся туфы 83
 Средние породы 16
Структуры вулканокластических пород (алевриговая витрокластическая, алевритовая кристаллокластическая, гомеокластическая, цемента заполнения пор и др.) 56—62
Структуры смешанных пород (туфодиабитовая, туфотерригенная, туфокарбонатная, туфогалоидная) 62
Структура эффузивных пород (микрولитовые, криптокристаллические, стекловатые, промежуточные) 44
Текстуры вулканокластических пород (агглютинатная, агломерато-шаровая, брекчиевая, гигантобрекчиевая, глыбовая, желваковая, игнимбритовые, игниспумитовая, кластолавовая, массивная, низолитовая, плотная подушечная, пористая, призматическая, слоистая, циклическая, шаровая, шлаковая) 44—51
Текстуры эффузивных пород (мариканитовые, мендалекаменная, однородная, перлитовая, плотная, пористая, такситовая, флюидалная, шаровые, этакситовая) 44
Тефра 12
 Тефرويد 12, 21, 110
 Тефровые отложения 75—83
 Трешиноватость 38
 Туф 12
 Туфогенные отложения 13
 Туфогравелит 13
 Туфокоггломерат 13
 Туфолава 14
 Туфопесчаник 13
 Туффит 13, 108
Флюидалность 35
 Флюидалные лавовые потоки 133
Шаровые и подушечные агломераты 232
Эксплозивно-обломочные породы 15, 17, 18
 Эоловые отложения 233
 Эффузивно-обломочные породы 66
 Эффузивные породы 14, 63
Ювенильный обломочный материал 14

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|------------|
| Предисловие | 3 |
| Петрология и литология вулканитов | 6 |
| Терминология вулканитов | 6 |
| Классификация вулканитов | 14 |
| Классификация эффузивных пород | 15 |
| Основные породы | 16 |
| Средние породы | 16 |
| Кремнекислые породы | 17 |
| Классификация вулканокластических пород | 17 |
| Классификация вулканогенно-осадочных пород | 20 |
| Текстуры и структуры вулканитов | 24 |
| Текстуры и структуры эффузивных пород | 24 |
| Текстуры эффузивных пород | 24 |
| Пористость | 29 |
| Флюидальность | 35 |
| Полосчатость | 35 |
| Трещиноватость и отдельность | 38 |
| Виды текстур | 43 |
| Классификация структур эффузивных пород | 44 |
| Текстуры и структуры вулканокластических пород | 44 |
| Текстуры вулканокластических пород | 44 |
| Структуры вулканокластических пород | 51 |
| Общая характеристика структур | 52 |
| Виды структур | 56 |
| Текстуры и структуры вулканогенно-осадочных пород | 62 |
| Основные типы вулканитов | 63 |
| Эффузивные породы | 63 |
| Вулканокластические породы | 65 |
| Эффузивно-обломочные породы | 66 |
| Эксплозивно-обломочные, или пирокластические породы | 74 |
| Осадочно-вулканокластические породы (ортотуфиты) | 103 |
| Вулканогенно-осадочные породы | 107 |
| Вулканокласто-осадочные породы | 108 |
| Тефроидные породы (тефroidы) | 110 |
| Вулканотерригенные породы | 114 |
| Генетические типы вулканитов | 117 |
| Лавовые потоки и покровы | 118 |
| Краткая характеристика лавовых потоков и покровов | 123 |
| Вещественный состав | 123 |
| Особенности расположения и формы выходного отверстия | 123 |
| Характер излияния лавового потока | 124 |
| Внутреннее строение (пористость, расчлененность) | 125 |
| Размеры лавовых потоков и покровов | 126 |
| Поверхность лавовых потоков | 128 |
| Условия окружающей среды | 128 |
| Классификация лавовых потоков | 130 |
| Плотные и слабопористые лавовые потоки | 131 |
| Однородные лавовые потоки | 131 |

| | |
|--|-----|
| Зональные лавовые потоки | 132 |
| Пенистые лавовые потоки | 138 |
| Зональные пенистые потоки кислого состава | 139 |
| Кластолавовые дацитовые пенистые потоки | 143 |
| Игниспумитовые лавовые потоки | 145 |
| Расчлененные лавовые потоки | 146 |
| Расчлененные лавокластитовые потоки | 147 |
| Подушечные лавовые потоки | 149 |
| Гиалокластитовые потоки | 152 |
| Вулканические купола (экструзии) | 153 |
| Геологические позиции куполов | 158 |
| Строение и форма куполов | 159 |
| Купола без видимой связи с интрузией, соединенные с маг- моводом | 159 |
| Пластичные (излившиеся) асимметричные купола | 164 |
| Протрузивные купола | 166 |
| Многоканальные купола | 167 |
| Купола над интрузиями (надочаговые) | 168 |
| Бескорневые купола | 169 |
| Кластолавы | 170 |
| Кластолавы кратеров вулканов | 172 |
| Кластолавы потоков | 172 |
| Кластолавы куполов | 173 |
| Кластолавы некков | 174 |
| Кластолавы трубок взрыва | 174 |
| Вулканогенно-обломочные образования | 175 |
| Некки | 175 |
| Первичные некки | 176 |
| Вторичные некки | 178 |
| Кратерно-озерные и кальдеро-озерные отложения | 179 |
| Тефровые отложения | 182 |
| Тефровые отложения прикратерной зоны | 182 |
| Тефровые отложения промежуточной и удаленной зоны | 185 |
| Пизолитовые туфы | 188 |
| Ксенотуфы | 189 |
| Отложения направленных взрывов | 190 |
| Отложения «палящих туч» | 192 |
| Отложения пирокластических потоков | 193 |
| Отложения игнимбритовых пирокластических потоков | 195 |
| Отложения пепловых пирокластических потоков | 197 |
| Отложения несспекшихся пепловых потоков | 198 |
| Отложения спекшихся пепловых потоков | 198 |
| Отложения наземных пемзовых пирокластических потоков | 198 |
| Отложения подводных пемзовых пирокластических потоков | 199 |
| Отложения агломератовых пирокластических потоков и раска- ленных лавин | 202 |
| Отложения агломератовых потоков с твердым самовзрываю- щимся материалом | 202 |
| Отложения агломератовых потоков с пластичным грубообло- мочным материалом авачинского типа | 205 |
| Отложения агломератовых потоков с твердым раскалываю- щимся материалом типа сомма Авача | 207 |
| Отложения сложных агломератовых пирокластических пото- ков с твердым раскалывающимся и среднепластичным мате- риалом (кунаширский тип) | 209 |
| Отложения раскаленных лавин | 209 |
| Псевдоигнимбриты | 209 |

| | |
|--|------------|
| Отложения грязевых потоков (лахаров) | 213 |
| Наземные грязевые потоки | 215 |
| Наземные грязевые потоки, образованные вулканическими процессами | 215 |
| Наземные грязевые потоки, образованные невулканическими процессами | 217 |
| Подводные грязевые потоки | 218 |
| Критерии диагностики грязевых потоков | 219 |
| Вулканогенные «коллювиально»-пролювиальные отложения | 222 |
| Отложения лавово-вулканокластических образований в области развития глыбовых лавовых потоков | 224 |
| Отложения тектонических обвалов | 226 |
| Ледниковые и водно-ледниковые (флювиогляциальные) вулканогенные отложения | 228 |
| Шаровые и подушечные агломераты | 229 |
| Эоловые отложения | 230 |
| Список литературы | 231 |
| Предметный указатель | 237 |

ЕВГЕНИЙ ФЕДОТОВИЧ МАЛЕЕВ ВУЛКАНИТЫ

Редактор издательства Е. К. СЕМИЛЕТКОВА
 Переплет художника В. А. СЕРГЕЕВА
 Художественный редактор В. В. ШУТЬКО
 Технический редактор Л. Г. ЛАВРЕНТЬЕВА
 Корректор А. А. ПЕРЕДЕРНИКОВА

ИБ № 3778

Сдано в набор 27.12.79. Подписано в печать 13.05.80. Т-08057. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. п. л. 15,0. Уч.-изд. л. 21,95. Тираж 6000 экз. Заказ 152/7921—1. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 Ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 191126. Ленинград, Социалистическая ул., 14.

3304

12.5022

FLORIDA