

**В. А. АРАПОВ, В. Н. ТКАЧЕВ**  
**О ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТУФОЛАВАХ**  
**И ИГНИМБРИТАХ КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА**

(Главгеология Узбекской ССР)

Кураминский хребт входит в систему юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня (рис. 1). В верхнепалеозойское время его площадь явилась ареной интенсивного вулканизма, в результате которого образовалось большое количество разновозрастных интрузий гранитоидного



Рис. 1. Схема строения Оясайской свиты

состава и были накоплены мощные вулканогенные толщи, разделенные периодами относительного затухания поверхностной вулканической деятельности.

Состав вулканогенных образований колеблется от андезитового до риолитового ряда, в общем сохраняя тенденцию повышения кислотности пород во времени. Среди вулканогенных пород андезитового состава преобладают лавовые потоки и небольшие покровы. Кислые вулканогенные разности отличаются наличием большого количества пирокластического материала, в то же время среди них также довольно широко распространены потоки и даже небольшие покровы.

В целом для пород вулканического происхождения характерна сложная перемежаемость пирокластических и эффузивных образований, их разная фациальная изменчивость по простиранию и во времени, а также значительные колебания мощностей. Наряду с этим породы подверглись сильному метаморфизму, приводящему в отдельных случаях к глубокому перерождению горной породы в целом как в вещественном, так и в структурном отношении. В силу указанных причин производство геологического картирования в этих районах весьма затруднено.

### К ВОПРОСУ О ТУФОЛАВАХ

Наиболее трудными для полевых и лабораторных исследований являются палеотипные измененные вулканогенные породы, имеющие порфировую кристаллокластическую и литокристаллокластическую структуру. В них обычно невозможно установить первичный характер основной массы — одного из главных признаков такого типа пород. Вместе с тем как правило не имеется достаточных оснований к тому, чтобы относить эти породы к пирокластическим образованиям только на основе их кластической структуры. В таких случаях при определении генезиса исследуемых пород решающее значение приобретают геологические факторы — условия залегания и взаимоотношения горных пород между собой, характер и степень их метаморфизма, состав и форма имеющихся в них обломков, наличие или отсутствие центров древних вулканических извержений, а также строение этих центров.

Без учета вышеперечисленных обстоятельств порфиновые кристаллокластические вулканогенные породы не определяются однозначно. Обычно их называют туфолавами. Многие исследователи считают, что эти породы образовались или путем излияния лавы на поверхность с захватом обломков, или путем пирокластических выбросов с последующим смещением.

Рассматриваемая группа пород также имеет или пирокластический, или эффузивный генезис, но отнюдь не представляет собой какого-то переходного по способу образования типа. Таким образом, термин «туфолава» не только не имеет однозначной генетической основы, но и приводит в отдельных случаях к неправильному пониманию генезиса вулканогенных пород. Объединяя в своем содержании большинство эффузивных и часть пирокластических пород, он становится весьма неопределенным.

Нами предлагается оставить термин «туфолавы» только для той группы туфов Армении, для которой он был впервые применен Абигом. При обозначении вулканогенных пород, обладающих порфировой кристаллокластической и литокристаллокластической структурой и имеющих лавовую природу происхождения, следует, вероятно, применять обобщающее название «кластолавы».

Среди геологов широко распространено мнение, что кислые породы вулканического происхождения не могут давать не только небольших по размерам лавовых покровов, но и лавовых потоков.

Это убеждение сложилось в результате изучения физико-химических свойств кислых лав, отличающихся, как известно, с одной стороны, боль-

той вязкостью, с другой стороны, большим содержанием летучих компонентов бурное выделение которых при выходе силикатного расплава на поверхность ведет или к дезинтеграции кислой лавы, или, по крайней мере, к ее быстрому охлаждению. Отсюда вполне понятно стремление рассматривать покровы кислого состава определенно лавового облика как породы типа игнимбритов.

Не решаясь трактовать эти породы ни как эффузивные, ни как пирокластические, их часто называют расплывчатым термином «туфолавы», имея в виду наличие в них обломков того же или иного состава.

Такой тип пород довольно широко распространен в пределах Кураминского хребта, образуя большую часть верхнекарбоневой вулканогенной толщи (оясайская свита), которая развита на площади в  $150 \text{ км}^2$ . Разрез этой свиты в бассейне р. Лашкерек вблизи водораздельной части хребта имеет следующее строение.

В основании свиты залегает горизонт грубообломочных красноцветных конгломератов мощностью от 5 до 150 м. Этот горизонт согласно перекрывается сиреневыми лавобрекчиями рилитовых порфиров, имеющими мощность около 60 м. Еще выше следует пачка грубообломочных литокристаллокластических туфов того же состава, имеющих весьма переменную мощность — от 200 до 500 м. Внутри этой пачки часто встречаются отдельные тела кислых лавовых потоков. Разрез венчается мощной (свыше 1200 м) толщей кислых лав, весьма различных по своей структуре, внутри этой толщи часто наблюдаются линзы пирокластических пород.

В 10—15 км на север свита представлена только своей нижней и верхней частью, т. е. конгломератами, непосредственно на которых залегают лавы, лавобрекчий и туфы кислого состава общей мощностью около 700 м.

Кислые лавы залегают в виде коротких узких потоков, а туфы — в виде быстро выклинивающихся линз неправильной формы, в силу чего не удается разграничить участки распространения эффузивного и пирокластического материала. Таким образом, разрез оясайской свиты в этом районе отличается от разреза оясайских отложений вблизи водораздела хребта отсутствием горизонта сиреневых лавобрекчий риолитового состава и мощной пачки грубообломочных туфов.

В дальнейшем мы будем рассматривать только верхнюю часть оясайской свиты — лавы и лавобрекчий, которые, как уже отмечалось выше, нередко описываются как «туфолавы». Главную роль в составе верхнеоясайской пачки играют потоки лав и лавобрекчий кварцевого и фельзитового порфира, пирокластические образования встречаются гораздо реже. Наличие пород, отличных друг от друга по цвету и структуре, придает им пестрый облик. Отдельные потоки лав и линзы пирокластического материала быстро выклиниваются по простиранию. В распределении их не замечается никакой закономерности.

Макроскопически лавы и лавобрекчий представляют собой плотные порфировые породы светло-серого, сиреневого и сиреневато-бурого цвета, состоящие из микрофельзитовой основной массы и небольшого количества вкрапленников кварца угловатой формы и политизированного калиевого полевого шпата. Кроме того, в лавобрекчиях часто встречаются обломки пород кислого состава (микрофельзита и кварцевого порфира) размером до 6 мм, а также обломки кристаллов кварца и калиевого полевого шпата, составляющие примерно 40% от общего количества вкрапленников.

Характерным для лав и лавобрекчий является наличие в них флюидальных полос микрофельзита коричневого цвета, огибающих вкрапленники (рис. 2).

Под микроскопом Видно, что лавобрекчий обладают литокристаллокластической структурой.

Имея в виду невозможность образования кислых лавовых покровов и потоков и основываясь на литокристаллокластической структуре этих вулканогенных пород, некоторые исследователи склонны приписывать им пирокластическое происхождение с последующим спеканием пепловых частиц, в то же время называя их не игнимбритами, а туфолавами, не учитывая общей геологической обстановки района. Кислая лава не может распространиться на сколько-нибудь значительное расстояние от центра извержения. Однако, если таких центров, отстоящих друг от друга в пределах нескольких километров, будет достаточное количество, то в принципе возможно не только накопление мощной лавовой толщи, состоящей из отдельных потоков, переслаиваемых с линзами туфов, но и образование незначительных по размерам покровов.



Рис. 2. Лавобрекчия лапаритового состава. Оплавленное зерно кварца обт кается тонкими полосами микрофелъзита. Виден обломок кристалла политизированного калиевого полевого шпата- 1.6. Без анализатора

Действительно, в описываемом районе было обнаружено большое количество жерловин самых различных размеров, заполненных кислыми лавами и лавобрекчиями, идентичными по своему составу с породами верхнеоясайской подсветы, вблизи которых они располагаются. Форма жерловин округлая или овальная. Размеры их не превышают обычно 80—100 м в поперечнике, иногда достигают 259—300 м.

В составе пород, заполняющих жерловины, отмечаются флюидалные лавы, в которых углы падения полос флюиальности в отличие от покровных лав очень крутые — до 70—30°, причем направление падений часто и незакономерно меняется. Часто встречаются значительные (до 3 м в по-

перечнике) ксенолиты кристаллокластических туфов кварцевых порфиров, захваченные, вероятно, при движении лавовой массы к поверхности. Эти жерловины располагались на склонах верхнекарбонowego вулкана, жерло которого имело в поперечнике размеры до 1,5 км. В настоящее время жерло палеовулкана заполнено грубообломочным туфовым и лавовым материалом, пронизанным большим количеством трещин неправильной формы, выполненных лавобрекчиями липаритовых порфиров.

Кислая лава, изливаясь в большом количестве как из основного, так и из побочных центров извержений, образовала лавовые потоки и покровы. В силу большого количества летучих извержения носили большей частью взрывной характер с выбросами бомб, песка и пепла.

Этот процесс нашёл своё отражение в образовании быстро выклинивающихся линз грубообломочных туфов кварцевых порфиров. Вблизи основного центра извержения в приводораздельной части Кураминского хребта накапливалось большое количество туфового материала, при удалении от центра происходило изливание лав из побочных жерловин в сравнительно спокойной обстановке. Этим объясняется выпадение из разреза оясайской свиты в 10—15 км к северу от центра извержения мощной (до 500 м) туфовой толщи. Здесь в разрезе оясайской свиты преобладают лавовые образования. Нетрудно предположить, что многие каналы, по которым лазы и лавобрекчии достигали поверхности и изливались, еще скрыты под толщей лаз. Судя по форме большинства изученных жерловин, они представляют трубчатые образования размером 100—200 м в поперечнике.

Что же касается обломков пород и кристаллов в лавобрекчиях, то образование их происходило следующим образом.

При движении лавы по каналу основного центра извержения, а также при прорыве кислых лав на склонах палеовулкана, ими захватывалось большое количество обломков пород вулканической постройки. Последние дробились и частично переплавлялись. Часть включений в кислых лавобрекчиях по своему составу не отличается от общей массы породы и происхождение их может быть объяснено неравномерной кристаллизацией застывающего потока, что привело к образованию шширообразных полос («фьямме»), различных по структуре, но одинаковых по химическому составу.

Кристаллокластическая структура лавобрекчий вызвана разламыванием выделившихся вкрапленников в период застывания лавового потока, когда многие участки лавы внутри потока еще сохранили способность перемещаться, и в то же время вязкость потока резко повысилась.

Обращаясь к новейшему вулканизму, необходимо отметить, что и в четвертичное время излияние кислых лав во время извержений не такой уж редкий случай, как это обычно принято считать.

Советские вулканологи — В. И. Влодавец, Г. С. Горшков, Б. И. Пийп, С. И. Набоко и другие—признают в принципе возможность накопления кислого лавового материала как в виде суммы потоков, так и в виде небольших по размерам покровов.

## ОБ ИГНИМБРИТАХ

Под «игнимбритами» нами, в соответствии с Маршаллом, Заварицким, Влодавцем и другими, понимаются вулканические горные породы, которые образованы в результате эксплозивных выбросов раскаленных лавин песчаного и пеплового материала с последующим спеканием и свариванием его вследствие высокой первичной температуры.

Породы данного типа за последние годы были установлены в западной части Кураминского хребта, где они сохранились в участках грабенообразных прогибов между крупными разрывными нарушениями. Наибольшее развитие эти породы имеют в центральных частях и на южных склонах хребта, где общая площадь их распространения достигает 350 км<sup>2</sup>.

По возрасту игнимбриты относятся к верхам среднего — низам верхнего карбона (акчинская свита).

Игнимбриты наиболее хорошо изучены в районе Алтын-Топкана (центральная часть западного окончания Кураминского хребта), здесь они слагают площадь в 30 км<sup>2</sup>, прослеживаясь узкой полосой на протяжении 15 км. В этих пределах игнимбриты залегают в виде покрова на глубоко размытой поверхности среднекарбонных эффузивов минбулакской свиты, известняках среднего палеозоя и песчано-сланцевых породах ордовика-силура. Мощность покрова колеблется от 5 до 500 м при средних значениях в 250—300 м.

Внешне породы покрова массивны и лишены каких-либо элементов слоистости. Они имеют зеленоватую, зеленовато-серую, темно-серую до черной окраску. Особенностью строения покрова является неодинаковая плотность слагающих его пород. В нижних частях покрова породы сравнительно рыхлые и имеют облик слабосцементированных пирокластических пород. В более мощной центральной части покрова породы весьма плотные и обладают значительной упругостью.

Обнажения рыхлых разностей в отличие от плотных характеризуются сглаженными формами рельефа. При этом в плотных породах преобладает параллелепипедальная форма отдельности; нередко в них

встречаются обнажения с четкой столбчатой отдельностью с неправильным шестигранным периметром отдельных столбов.

Таблица 1

**Минералогический состав игнимбригов Алтын-Топкана (в %)**

№ образцов	Вкрапленники				Связующая основная масса
	плагиоклаз	кварц	биотит и амфибол (1 : 1)	калиевый полевой шпат	
31107	36,5	14,5	12,1	6,9	30,0
31170	32,1	25,1	10,3	7,5	25,0
31174	25,4	18,0	17,3	7,3	33,0
31221	38,1	14,4	15,7	3,8	28,0
31321	37,4	14,2	12,6	3,4	32,4
31322	40,6	13,7	12,1	2,6	31,0
Среднее из 6 образцов	35,0	18,3	12,0	5,7	29,0

Петрографический состав пород покрова на всем протяжении и по мощности остается неизменным и соответствует дацитовому составу (табл. 1). Характерным признаком описываемых пород является насыщенность их обломками кристаллов. Количество последних обычно составляет 65—80% от общего объема породы. Все кристаллы имеют обломочную угловатую форму и несут следы сильной деформации. Среди них в порядке преобладания развиты: плагиоклаз, кварц, реликты темноцветных минералов, калиевый полевой шпат (см. таблицу). Обломки акцессорных минералов представлены апатитом и монацитом. Изредка встречаются обломки алевролитов и сланцев из подстилающих пород. Размер обломков колеблется от 2—3 мм до 2 см, редко больше, форма их обычно угловатая. При микроскопическом изучении выявлены также обломки вулканического стекла и лав риолитового состава. В целом же обломки пород составляют не более 1—3% общего объема пород покрова.

Связующая масса в породе занимает 25—35% ее объема. В плотных породах центральной части покрова местами сохранились следы слабой флюидалной текстуры, подчеркнутой линзообразными изогнутыми выделениями магматического стекла и направленной ориентировкой удлиненных кристаллов темноцветных минералов. В большинстве случаев основная масса сильно изменена вторичными процессами и вследствие этого структурно-текстурные особенности ее неразличимы.

В нижних частях покрова основная масса переполнена алевро-пелитовым материалом и имеет типичную туфовую структуру без каких-либо следов течения.

Происхождение описанных пород долгое время оставалось неясным. Особенно это касается плотных массивных пород центральных частей покрова, соединяющих в себе признаки как туфов, так и лав (туфолавы). При этом под туфолавами понималась лавовая порода, заполненная, наряду с присущими лаве кристаллами, обильными обломками кристаллов пирокластического происхождения. А. В. Королевым была высказана мысль об игнимбритовом происхождении указанных пород, что и подтвердили дальнейшие исследования. Для игнимбригов характерно следующее.

1. Однородность состава, массивность и отсутствие каких-либо признаков слоистости. Нигде в толще не отмечено следов размыва, что позволяет говорить о небольшом промежутке времени образования покрова в течение одного вулканического извержения.

2. Различие в строении нижней и центральной части покрова. Последняя по внешнему виду, характеру отдельности и плотности напоминает лавовые образования. Как было показано выше, местами в породах центральной части покрова отмечаются даже элементы флюидалной текстуры.

Учитывая большой объем игнимбригов (около  $10 \text{ км}^3$ ), можно полагать, что одновременный выброс такого громадного количества раскаленного пирокластического материала обусловил сохранение в течение длительного времени в центральной части мощного покрова значительных температур. При указанных условиях, а также давлении вышележащей массы, произошло сплавление мелких частиц пеплового вулканического стекла.

Как результат этого процесса получилась вторичная лавоподобная связующая основная масса, способная к некоторому течению. Обломки кристаллов и пород в силу своих больших размеров по сравнению с размерами частиц пепла не спекались, так как для этого необходима более высокая температура, и сохранили свою первичную кластическую форму.

В основании покрова, где пирокластический материал соприкасался с холодными породами основания, сплавления не произошло, и породы сохранили туфовый облик.

В игнимбригах района, в отличие от описанных в литературе подобных пород, образования типа «фьямме» имеют небольшое развитие. Они отмечаются лишь в нижней туфовой части покрова игнимбригов и представлены редкими неправильными линзообразными выделениями темного цвета в более светлой вмещающей породе. Размер их колеблется от  $0,5 \times 2 \text{ см}$  до  $1 \times 5 \text{ см}$ . Состав фьямме и вмещающих туфов одинаковый. Отличие их от туфов заключается, помимо цвета, в большей плотности. Видимо, наличие фьямме в нижней туфовой части покрова следует объяснить недостатком тепла, необходимого для полного спекания пирокластического материала. Вследствие этого лишь локальные участки последнего подверглись частичному спеканию. Под давлением вышележащих масс эти участки сплющивались и приобрели удлиненную линзообразную форму типа «фьямме».

В заключение, следует отметить, что центры извержений, давшие такую громадную массу пирокластического материала, до сих пор в районе не установлены. Возможно, образование этих пород обязано взрывным выбросам («выдуваниям») по каналам трещинного типа. Такого типа каналы установлены на северных склонах Кураминского хребта в бассейне р., Лояк и выполнены игшшбритоподобными породами андезитодацитового состава. Однако эти данные требуют дальнейшего уточнения и изучения.