

Б. Л. РЫБАЛОВ

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕКОТОРЫХ ТУФОЛАВ  
ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

В статье приводится описание строения крупного верхнепалеозойского вулканического центра, расположенного на южном склоне Чаткальского хребта в области юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, а также рассматривается вопрос о происхождении в этом районе кислых вулканогенных пород верхнекарбового возраста. По мнению автора, условия залегания некоторых разновидностей этих пород не позволяют относить их к игнимбрикам, как это делали предыдущие исследователи.

Вопросу происхождения туфолав в геологической литературе уделялось немало внимания. Однако в настоящее время об их генезисе существуют различные мнения, суть которых сводится в конечном счете к двум принципиально отличным точкам зрения. Одну из них отстаивали у нас Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928), Д. С. Белявкин (1952) и др., считавшие, что туфолавы представляют собой застывшие при особых условиях лавы, богатые водяными парами и, может быть, другими летучими составными частями. Они высказывали также предположение, что некоторые из этих пород — это лавы, в которые падали в момент затвердевания лапилли, или лавы, захватившие при своем движении некоторое количество рыхлых продуктов.

Сторонники другой точки зрения — Феннер, Маршалл и в СССР — А. Н. Заварицкий (1947) и другие рассматривали туфолавы как продукт спекания и изменения раскаленных пирокластических образований, полученных название «игнимбриков». Они считали, что игнимбрики — это своего рода туфы, образованные из лавины раскаленных туч песка и пыли минералов, стекла и пород, а также газов, выброшенных вулканом и осевших в виде ураганного огненного ливня на поверхность земли. В дальнейшем под влиянием температуры и давления выпележающих мощных толщ эти туфы спекаются и перекристаллизовываются в туфолавы.

Маршалл, а также Заварицкий отмечают следующие характерные особенности игнимбриков.

1. Верхняя поверхность их покровов примерно горизонтальна.

2. Отсутствуют вулканические аппараты. Отсюда высказывается предположение, что изверженный материал раскаленного песчаного потока выносился из трещин. Предполагается также, что магма довольно близко подходила к поверхности благодаря разломам; позднее, при длительном без взрывов выделении, газы расплывали лаву на мелкие частички, которые неслись во взвешенном состоянии в массе сжатого газа и давали начало потоку пепла и песка.

3. На верхней поверхности игнимбриков, в противоположность лавам, отсутствуют шлаки.

4. В основании толщ имеется тонкий слой рыхлого вулканического песка или пепла, имеющего тот же состав, что и главная масса породы, спекшаяся в одно целое. Это объясняется быстрым охлаждением пирокластического материала около почвы.

5. Игнимбриты характеризуются столбчатой вертикальной отдельностью.

6. Породы представляют собой хрупкую и мягкую массу, в которой наблюдаются вкрапленники полевого шпата, кварца, иногда цветных минералов и стекловатые включения в форме линзочек или язычков пламени в одном сечении и лепешек — в другом, обычно без следов направленного течения. Размер их небольшой — от нескольких сантиметров до нескольких метров, когда они сливаются в слои, «струи» или образуют угловатые включения. Благодаря этому вся порода в целом приобретает полосчатый вид с псевдофлюидальной текстурой, которая возникла благодаря сплющиванию. Под микроскопом отмечается микроструктура, похожая на флюидальную, а местами — сферолитовая раскристаллизация.

В основной массе иногда наблюдаются следы туфовой структуры, но чаще она представляет сплошную массу стекла с микролитами. Заварицкий, соглашаясь с Маршаллом, предполагает, что многие риолиты со сферолитовой структурой могут оказаться раскристаллизованными игнимбритами.

7. Игнимбриты нередко кверху переходят в туфы и туфобрекчии, т. е. плотность пород увеличивается сверху вниз.

А. Н. Заварицкий приписывает туфолавам Армении такой же способ образования, как и игнимбритам. Однако он отмечает, что до сих пор еще не выяснены ни центры извержений материала игнимбритов, ни особенности их образования и поэтому данное объяснение все еще остается рабочей гипотезой.

В. И. Влодавец (1953) на примере туфолав р. Семячик (Камчатка) показал, что эти вулканические образования представляют собой своеобразную смесь лавы и пирокластического материала, возникшую еще на глубине и затем излившуюся на поверхность. Такого рода представления в основе своей, по нашему мнению, наиболее правдоподобны.

Не отрицая возможности существования настоящих игнимбритов вообще, мы, на конкретном примере изучаемого района, постараемся показать, что развитые в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня верхнекарбонные туфолавы являются застывшими лавами, содержащими в ряде случаев большое количество пирокластического материала. Внешне некоторые разновидности этих туфолав действительно очень напоминают игнимбриты, и это, очевидно, послужило Н. П. Васильковскому (1952) основанием отнести их к числу последних. Однако, как будет показано ниже, детальное изучение строения отдельных частей вулканического аппарата не позволяет сделать нам такой вывод.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА

Исследованный нами участок находится в бассейне р. Шавас на южном склоне Чаткальского хребта (юго-западные отроги Северного Тянь-Шаня). История формирования этой области характеризуется значительным развитием вулканической и интрузивной деятельности в течение всего верхнего палеозоя. В результате этого были накоплены мощные многокилометровые толщи эффузивных и пирокластических пород, преимущественно кислого состава, под которыми оказались погребенными все более древние породы, обнажающиеся в настоящее время лишь на небольших площадях, и главным образом в предгорьях.

Группа геологов, исследовавших строение этой территории в течение последних 10—15 лет (Е. А. Кочнев, Н. П. Васильковский, А. С. Адельунг и др.), различает в вулканогенных породах несколько свит, разделенных более или менее резкими несогласиями, наличие которых свидетельствует о проявлении отдельных тектонических фаз поздневарисской складчатости. Некоторые фазы сопровождались проявлением интенсивной интрузивной деятельности. Многие геологи, и в последнее время Н. П. Васильковский и др., выделили в пределах этого региона ряд разновозрастных интрузивных комплексов. Васильковским для нашего района была предложена петрографическая терминология вулканогенных пород, заимствованная им из номенклатуры Заварицкого. В дальнейшем при названии пород мы будем придерживаться этой терминологии.

Среди пирокластических пород, в зависимости от характера цемента, крупности и формы обломочного материала, выделяются: 1) породы с обломками, цементированными лавой — аггломератовые лавы, лавобрекчии и мелкообломочные туфолавы, в которых обломочный материал включает, кроме пещла и вулканического песка, еще мелкие лавиллы; аггломератовые лавы содержат обломки различных пород, а лавобрекчии состоят из обломков пород того же состава, что и цементирующая лава; 2) породы, цементированные пещлом — туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы лавиллиевые и пещловые.

Исследованиями Н. П. Васильковского, Е. А. Кочпева и др. выявлен ряд древних вулканических центров, из которых происходили извержения лав и пирокластического материала. Наши исследования в пределах района подтвердили их наличие; кроме того, нам удалось обнаружить ряд новых вулканов, нектров, пробок и т. д., а также детально изучить строение некоторых из ранее известных. Среди этих многочисленных крупных и мелких вулканических очагов примерно в равной степени представлены вулканы как центрального, так и трещинного типа, причем последние располагаются обычно вдоль древних доэффузивных крупных разломов различных направлений. Наличие древних верхнепалеозойских вулканических очагов отмечалось Ф. И. Вольфсоном (1935, 1951), Н. С. Горшковым и др. на территории юго-западного Карамазара.

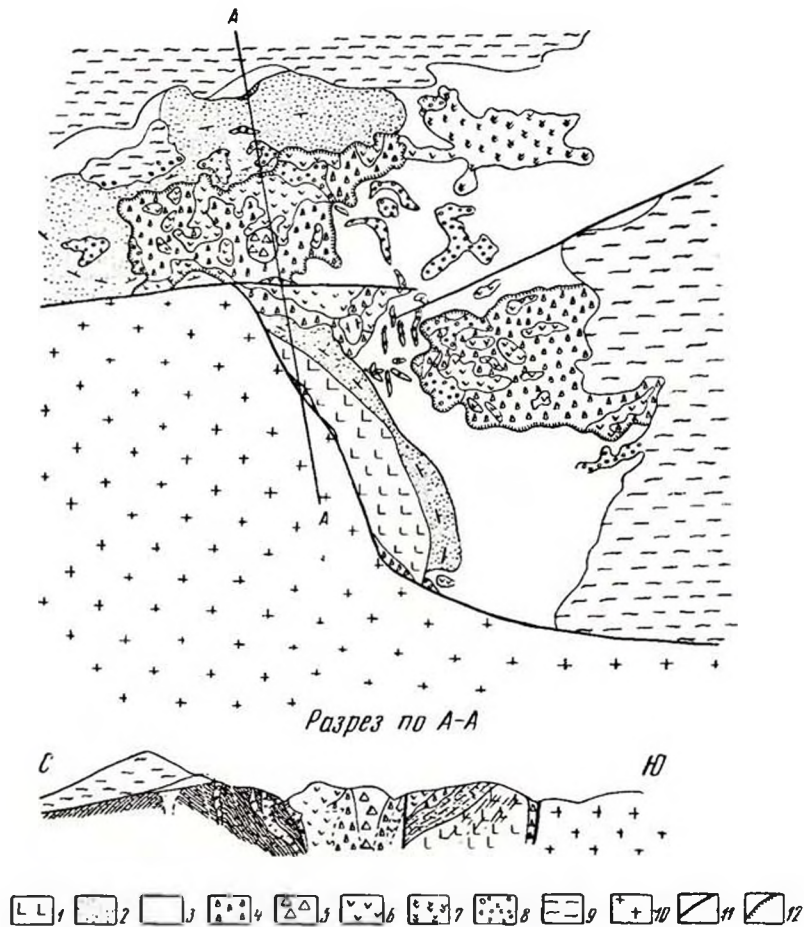
Ниже приводится описание геологического строения остатков одного из таких крупных вулканических аппаратов центрального типа.

Площадь (25—30 км<sup>2</sup>), в пределах которой располагается вулканический аппарат (фиг. 1), имеет крайне сложное геологическое строение. Обнаженность и расчлененность горного рельефа с относительными превышениями в 500—700 м, а местами и до 1000—1200 м, позволяет проследить строение этого аппарата как в плане, так и по вертикали.

Здесь развиты три из наиболее нижних свит верхнего палеозоя, выделенных Кочевым и Васильковским (снизу вверх): акчинская, сарысиюпская и оясайская, объединенные в акташский вулканогенный комплекс (фиг. 2). Отсутствие палеонтологических находок не позволяет точно установить возраст этих отложений. По аналогии с соседними районами возраст свит предположительно устанавливается как верхнекарбонный, так как они залегают на отложениях среднего карбона и перекрыты нижнепермскими отложениями. Первые две свиты имеют подчиненное значение, тогда как последняя — наиболее молодая — оясайская свита пользуется значительным развитием и обладает огромной мощностью не только здесь, но и в соседних районах.

Участок, где расположен вулканический аппарат, представляет собой в то же время северную часть крупной брахантиклинали, которая сложена всеми тремя свитами. Здесь отмечается ряд складок более мелкого масштаба, проявленных преимущественно в породах сарысиюпской свиты, особенно в ее верхней части. Ядро брахантиклинали прорвано крупным

массивом кызылсайских гранитоидов (по Васильковскому — второй интрузивный комплекс верхнего палеозоя), который располагается южнее изучаемой территории. К массиву пространственно и, возможно, генетически приурочена целая серия крупных и мелких штоков и даек более молодых интрузивных пород: аляскитовых гранитов, диоритовых порфиритов, порфиритов, гранодиорит-порфиритов и др. Кызылсайские гранито-



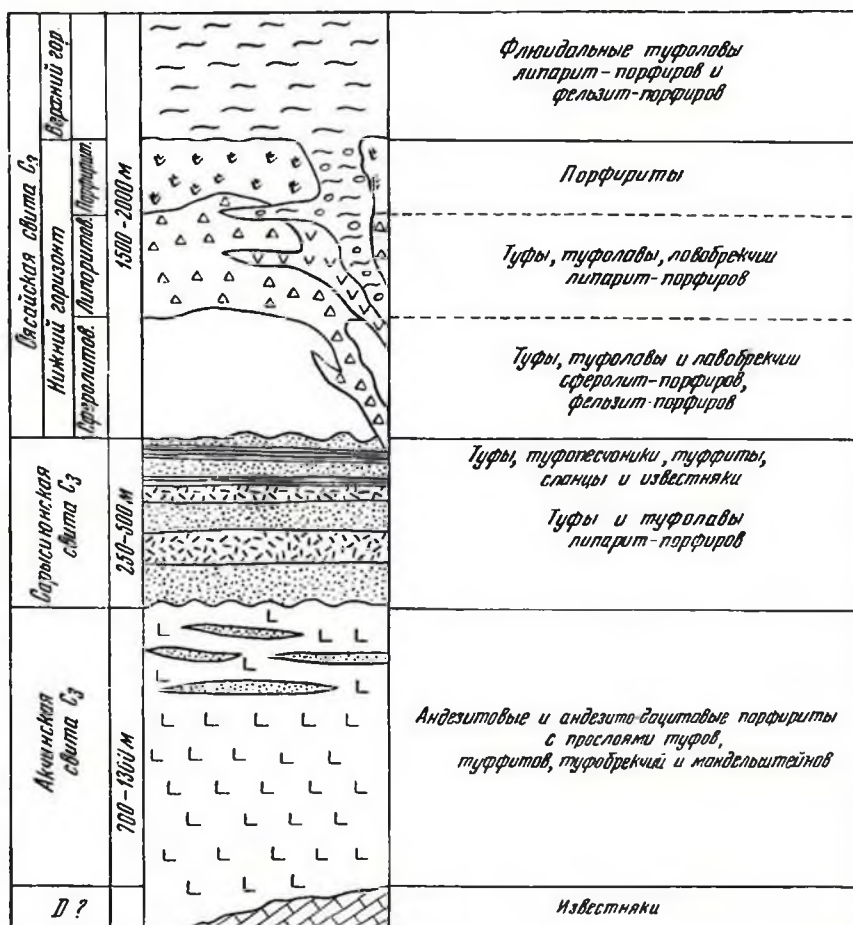
Фиг. 1. Схема геологического строения вулканического аппарата

1 — порфириты акчискской свиты; 2 — эффузивно-осадочные породы сарысунконской свиты; 3 — породы «сферолитового» подгоризонта нижнего горизонта оясайской свиты; 4 — породы «липаритового» подгоризонта нижнего горизонта оясайской свиты; 5 — мерловая фация оясайской свиты; 6 — экструзивные порфириты оясайской свиты; 7 — породы «порфиритового» подгоризонта нижнего горизонта оясайской свиты; 8 — экструзивные туфолавы второго горизонта оясайской свиты; 9 — породы второго горизонта оясайской свиты; 10 — кызылсайские гранитоиды; 11 — разломы; 12 — контуры вулканических аппаратов.

иды рвут всю толщу эффузивных пород акташского комплекса. Все вышеперечисленные эффузивные и интрузивные породы секутся серией разновозрастных даек различных направлений: лампрофиров, сиенит-порфиритов и диабазовых порфиритов, а также разбиты рядом крупных и мелких тектонических нарушений широтного и северо-восточного направлений.

### Акчинская свита

Наиболее нижняя из свит — акчинская развита в южной части участка (фиг. 1 и 2). Она сложена в основном серо-фиолетовыми и лиловыми андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, среди которых наблюдаются биотит-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые, реже пироксен-плагиоклазовые разновидности, нередко переходящие одна в другую. В верхних частях разреза отмечаются прослои и линзы туфов, туффитов,



Фиг. 2. Стратиграфическая колонка участка.

туфобрекчии и мандельштейнов этих же пород. Общая видимая мощность свиты здесь варьирует от 700 до 1300 м.

Породы, входящие в состав свиты, имеют обычно массивное строение, без каких-либо следов стратификации; лишь в верхней ее части встречаются трещины напластования, пласты падают на северо-восток и восток, угол падения меняется от 20—25° до 50—70°.

### Сарысунская свита

Выше, на размытой поверхности акчинской свиты, местами с заметным угловым несогласием, залегают породы эффузивно-осадочной сарысунской свиты с хорошо выраженной слоистостью (фиг. 1 и 2). В пределах

изученной площади свиту можно разбить на две пачки. Нижняя пачка этой свиты представлена красно-фиолетовыми туфами и туфолавами липарит-порфиров (кварцевых порфиров) и фельзит-порфиров. Верхняя пачка сложена чередующимися пластами красно-фиолетовых туфов, туфопесчаников, туффитов со светлыми или темными карбонатно-кремнистыми, карбонатно-глинистыми, углистыми сланцами и известняками. Общая мощность свиты в среднем составляет 250—350 м. Породы этой свиты, особенно ее верхней части, интенсивно дислоцированы. Пласты падают в северном направлении, угол их падения обычно варьирует от 30 до 45°.

Из сопоставления различных разрезов сарысьюнской свиты намечается ряд закономерностей. В северо-западном углу участка наблюдается сильное увеличение мощности (до 500—700 м) вулканогенных отложений сарысьюнской свиты, несущих большое количество крупнообломочного пирокластического материала в виде туфобрекчий и лавобрекчий с угловатыми и округлыми бомбами и грубозернистых туфов. Пласты этих пород имеют здесь общее падение на юг под углами от 20 до 90°. Южнее и юго-восточнее по удалении от этого участка наблюдается некоторая сортировка обломков, слагающих пласты этой свиты. Туфы и туфолавы обычно становятся средне- и мелкозернистыми, брекчии и бомбы, как правило, отсутствуют. Кроме того, в верхней части свиты здесь появляются осадочные фашии в виде туфопесчаников, сланцев, туффитов и др. Все это вместе взятое дает основание предполагать, что северо-западный участок представляет собой остаток древнего «сарысьюнского» конуса слоисто-насыпного вулкана, значительная часть которого в настоящее время перекрыта более молодыми эффузивными образованиями.

#### Оясайская свита

На дислоцированной и размытой поверхности пород сарысьюнской свиты, местами с резким угловым несогласием, залегают различные породы оясайской свиты (фиг. 1 и 2). Наблюдаются даже огромные ксенолиты осадочных пород, смятых в складки и погруженных в туфы, туфолавы и лавобрекчии этой свиты. Однако несогласное залегание отмечается только в пределах данного района. В соседних районах породы этих двух свит залегают согласно, так что иногда даже трудно провести границу между ними.

Оясайская свита представлена эффузивными и пирокластическими породами, главным образом кислого и, гораздо реже, среднего состава. Мощность всех вулканогенных отложений свиты в данном месте составляет 1500—2000 м. Многие породы этой свиты принимают участие в строении вулканического аппарата, поэтому на их описании следует остановиться подробнее.

О наличии здесь крупного «оясайского» вулканического аппарата центрального типа можно судить по развитию на сравнительно небольшом участке разнообразных пирокластических и эффузивных пород, по крайней изменчивости их петрографического состава и структуры, резкой смене разновозрастных пород без какой-либо видимой закономерности, по условиям их залегания, увеличению мощности отложений, а также по присутствию большого количества грубого пирокластического материала: разнообразных аггломератов, лавобрекчий, бомб, огромных глыб, крупных беспорядочных лавовых потоков, некков, дайкоподобных тел, пробок и т. д. Следует учесть, что в радиусе нескольких километров от этого участка те же самые породы на протяжении десятков километров имеют нормальное стратиграфическое залегание в виде однообразных вулканогенных толщ. Это явление особенно отчетливо наблюдается к югу и юго-

западу, где слоистые породы сарысионской и оясайской свит имеют спокойное, очень пологое моноклиналное падение в южные румбы.

Оясайская свита на описываемом участке представлена двумя крупными горизонтами — нижним и верхним.

Н и ж н и й ( п е р в ы й ) г о р и з о н т в свою очередь нами подразделяется на три подгоризонта (от древних к молодым): «сферолитовый», «липаритовый» и «порфиритовый», названные по преобладающим породам. Породы этих подгоризонтов не всегда имеют нормальное стратиграфическое залегание даже вдали от вулканического центра и, как правило, располагаются одна на другой неправильными участками, пятнами, языками, не образуя пластов, слоев и т. д. В очень редких случаях отмечаются небольшие по протяжению и маломощные линзы, имеющие большей частью согласное с общим расположением всей свиты залегание. Многие из этих пород имеют экструзивное залегание в виде даек, некков и т. п. Неравномерность залегания и невыдержанность мощностей подгоризонтов, очевидно, в значительной степени зависят от неровности диффузивного рельефа и вязкости кислой лавы. Учитывая все эти обстоятельства, следует отметить, что на данном участке не всегда можно определить относительный возраст эффузивных и пирокластических пород только по их гипсометрическим превышениям, а также по залеганию.

Вулканический аппарат (фиг. 1) состоит, по крайней мере, из двух крупных сближенных, но обособленных жерл, имеющих в плане грубо овальную, очень неправильную форму с рваными краями. В современном эрозионном срезе их разделяет лишь небольшая перемычка более древних пород оясайской свиты. Границы этих двух выходов вулканического центра до некоторой степени условны благодаря развитию большого количества мелких паразитических аппаратов и различных лавовых потоков, перекрывающих их, но в ряде случаев безусловно соответствуют древним краям жерла. Оба жерла располагаются кулисообразно относительно друг друга и вытянуты в восток-северо-восточном направлении, причем западное имеет наибольшие размеры: его длина около 4 км, ширина 500—1000 м; размеры восточного, соответственно, 2 км и 1000—1500 м.

С востока вулканический аппарат граничит с породами «сферолитового» подгоризонта и частично перекрыт мощным покровом более молодых эффузивов второго горизонта оясайской свиты, с юга — с породами сарысионской свиты и с интрузивным массивом, с запада и севера — с породами сарысионской свиты. Оба вулканических жерла имеют схожее, очень сложное внутреннее строение и заполнены почти исключительно породами «липаритового» и «порфиритового» подгоризонтов первого горизонта, а также породами второго горизонта. В пространственном расположении пород не наблюдается какой-либо определенной закономерности; они обычно перемежаются между собой в хаотическом беспорядке, однако их контакты падают в большинстве случаев к центру. Порфириты первого и туфолавы второго горизонтов развиты больше в пределах западного жерла и в западной части восточного, а породы «липаритового» подгоризонта слагают большую часть восточного жерла и тяготеют к восточной половине западного.

Вулканический аппарат, особенно его западная часть, напоминает в какой-то мере своеобразную кальдеру. Сложная перемежаемость крутопадающих блоков пород сарысионской и оясайской свит, наблюдаемая в западной и северо-западной части этого (западного) жерла, очевидно объясняется интенсивным проникновением туфолав, туфов и лавобрекчий оясайской свиты между блоками более древних пород, а также проседанием пород первой свиты в лавы второй.

В строении обеих частей вулканического аппарата трудно выделить какую-либо главную жерловину. Однако примерно в центральной части западного жерла выявляется крупный цекк, сложенный светлыми лавобрекчиями и туфобрекчиями с большим количеством крупных (0,5—1 м) и мелких (от 5—10 до 20—30 см) округлых бомб кварц-порфирового состава. Остальная площадь кратеров сложена различными светлыми и темными туфами и туфолавами, туфобрекчиями, лавобрекчиями, аггломератовыми лавами, порфиритами, а также туфолавами второго горизонта. Остановимся теперь на кратком описании пород, слагающих вулкан, а также на условиях их залегания.

«Сферолитовый» (первый) подгоризонт южнее вулканического аппарата непосредственно залегает на размытой поверхности пород сарысиюнской свиты (фиг. 1 и 2). Контакт между ними нередко имеет очень сложную конфигурацию, главным образом за счет выступающих форм дооясайского рельефа. Иногда он сорван пологими межформационными нарушениями. Этот подгоризонт сложен светлыми, белесыми различных оттенков туфами, туфобрекчиями, туфолавами и лавобрекчиями сферолит-порфиров, местами чередующимися или постепенно переходящими во флюидалные розовые фельзиты и фельзит-порфиры. В туфолавах сферолит-порфиров тоже нередко отмечается хорошо выраженная флюидалность различных направлений и углов падения. Какие-либо следы стратификации, как правило, отсутствуют. Главная масса пород этого подгоризонта является вмещающей для обоих жерл. Мощность пород не превышает 500 м.

«Липаритовый» (второй) подгоризонт залегает вне пределов вулканического аппарата, обычно на неровной поверхности первого («сферолитового») подгоризонта, а местами на размытых пластах пород верхней и нижней пачек сарысиюнской свиты, в виде небольших по протяженности покровов и потоков (фиг. 1). Сложен он преимущественно светлыми, различно окрашенными, иногда пятнистыми розовыми, оранжевыми, фиолетовыми, а также серо-зелеными, серыми, вплоть до черных, липаритовыми порфирами (кварцевыми порфирами), их туфами, туфолавами, лавобрекчиями, аггломератами. Почти все они имеют между собой постепенные взаимопереходы, однако среди них нередко выделяются и явно разновозрастные, хотя и близкие по времени своего образования. Местами среди этих пород можно наблюдать торчащие скалы сферолит-порфиров нижнего подгоризонта, а также пород сарысиюнской свиты (туфов, туфолав, туфобрекчий, сланцев, известняков и т. д.). Эти обнажения, по-видимому, являются в одних случаях выступами древнего рельефа, в других — огромными глыбами: ксенолитами и целыми блоками пластов, погруженных в туфы и туфолавы более молодой оясайской свиты.

Контакты пород «липаритового» подгоризонта в пределах вулканического аппарата имеют обычно наклон в 45—70° по направлению к центральным частям жерл. Среди пород этого подгоризонта темные туфолавы и лавобрекчии являются более молодыми, чем светлые, но имеют подчиненное развитие. Они образуют неправильные и крайне неравномерные по мощности потоки, причудливые языки, сползающие почти параллельно древнему рельефу и заполняющие впадины, щели и т. п. В потоках туфолав и лавобрекчий хорошо заметны слои течения, струи и флюидалность, причем в большинстве случаев они имеют общую направленность и падение в сторону центральной части жерла. Иногда отмечаются довольно резкие уступы по падению (пороги) высотой в несколько метров, очевидно — древние лавопады.

Темные туфолавы, лавобрекчии и аггломераты содержат крупные и мелкие, округлые и угловатые обломки эффузивов, пирокластических и осадочных пород, которые обнажаются вблизи разреза или в нижних

его частях, но нередко встречаются также обломки пород, совершенно не известных на современной поверхности и, по-видимому, принесенных из более нижних глубин.

Кроме того, в нижележащих и более древних породах отмечаются различные дайки, штоки, трубки и неправильные тела аналогичных туфолов, туфов и лавобрекчий, перемежающихся между собой. Особенно много даек находится не в самых жерлах, а по их периферии и между ними. Эти дайки и штоки в ряде случаев имеют явные переходы в покровы и потоки, поэтому можно без всякого сомнения считать их корнями вышележащих эффузивов и пирокластических пород.

Петрографически породы потоков и даек тождественны, но количество и размер крупных обломков в потоках гораздо большие, чем в дайках, и, кроме того, в первых округлые формы преобладают над угловатыми, а в дайках — наоборот. В покровых и потоках обломки и бомбы нередко с поверхности сильно ожелезнены (лимонитизированы), что, очевидно, связано с окислением пирита, который часто присутствует в породах в виде вкраплений. Мощность всех пород этого подгоризонта составляет 500—700 м.

«Порфиритовый» (третий) подгоризонт выделен нами условно, так как он не слагает значительных площадей и не образует самостоятельных, хорошо выраженных стратиграфических толщ или покровов. Его породы развиты главным образом внутри жерл и залегают обычно в виде многочисленных неправильных некков, штоков, пробок, дайкообразных и пластообразных тел, которые явно рвут все породы нижнего подгоризонта и некоторые разновидности второго (фиг. 1).

Таким образом, по условиям залегания эти породы скорее нужно относить к экструзивным, чем эффузивным образованиям. Среди порфиритов, слагающих этот подгоризонт, по возрасту намечается не менее двух последовательных разновидностей. Большинство из них прорывает породы «липаритового» подгоризонта оясайской свиты, но в то же время в темных лавобрекчиях этого подгоризонта наблюдаются обломки порфиритов. Кроме того, среди порфиритов можно наблюдать ксенолиты других порфиритов, иногда слагающих настоящие лавобрекчии. В верхних частях подгоризонт порфиритов местами образует небольшие пластообразные залежи, переслаивающиеся с породами второго подгоризонта, а также неправильные языки потоков, сползающих нередко почти параллельно рельефу. Мощность потоков и залежей не превышает нескольких десятков метров и протяженность составляет десятки, реже сотни метров, углы их наклона меняются от почти горизонтальных до 45—60°. Форма некков и пробок в плане обычно грубо овальная, неправильная, реже дайкообразная, еще реже изометричная, округлая. Площадь сечения обычно не превышает нескольких десятков, реже — сотен квадратных метров. Местами развиты многочисленные мелкие пробки.

Порфириты, образующие обычно грандиозные отвесные скалы, представлены плотными темно-зелеными, серо-зелеными, темно-серыми, бурными и буро-фиолетовыми породами. Чаще всего развиты афировые разновидности, но нередко также наблюдаются в породе вкрапленники пироксена, роговой обманки, биотита, полевого шпата и иногда единичные округлые зерна кварца. Участками эти порфириты довольно сильно раскристаллизованы, калишпатизированы и нередко содержат миндалины и жилки, заполненные белым кальцитом, розовым полевым шпатом и эпидотом.

**Верхний (второй) горизонт.** Породы этой толщи являются самыми молодыми эффузивными образованиями данного участка, поскольку они прорывают или перекрывают все вышеописанные породы. Они представлены плотными серыми, серо-фиолетовыми, коричневыми, розовыми, серо-розовыми, реже кирпично-красными флюидалными и

полосчатыми туфолавами, а также туфами, лавобрекчиями липарит-порфиров, фельзит-порфиров и биотитовых порфиров (фиг. 3, 1 и 2). Породы этого горизонта обладают обычно характерной столбчатой отдельностью и образуют благодаря своей плотности резко угловатые выступающие формы рельефа на фоне сглаженных склонов более древних пород.

Следует отметить, что темные туфы и туфолавы липарит-порфиров, а также порфириты имеют в районе лишь локальное развитие и вообще не характерны для оясайской свиты. Наоборот, туфы и туфолавы сферолит-порфиров, светлые туфы и туфолавы липарит-порфиров, а также флюидальные туфолавы второго горизонта характерны для всей свиты и пользуются региональным распространением не только в нашем районе, но и в соседних.

Залегают последние чаще полого на неровной поверхности различных пород нижнего горизонта в виде небольших и незначительных по мощности останцов неправильных покровов, потоков, языков, пятен и т. п. Кроме того, очень часто в пределах жерл и между ними наблюдаются мелкие штоки, нежки, дайкообразные тела, а также межпластовые пологие, почти горизонтальные залежи этих пород. Во все стороны от вулканов на расстояние в 5—7 км от жерла породы этой толщи образуют мощные (200—500 м), протяженностью до 20—30 км покровы, слагающие повышенные части водораздельных хребтов и отдельных крупных вершин. Иногда покровы подстилаются пластами полосчатых рыхлых туфов, имею-



Фиг. 3. Флюидальные туфолавы второго горизонта оясайской свиты (нат. вел.).  
1 — сечение поперек флюидальности; 2 — сечение параллельно флюидальности.

щих постепенные переходы в вышележащие туфолавы. Эти туфолавы представлены плотными темными и светлыми, различно окрашенными, всегда флюидальными породами (фиг. 3, 1 и 2). В мелких вкрапленниках отмечается розовый или красный полевой шпат, реже биотит и кварц, погруженные в плотную основную массу. Обогащенные биотитом кирпично-красные, на отдельных участках осветленные туфолавы слагают, как правило, верхние слои покровов этого горизонта.

Обычно туфолавы переполнены многочисленными обломками (размером от долей миллиметра до 5—7 мм) перечисленных выше минералов, а также пород: красно-бурого плотного, иногда флюидального фельзита и фельзит-порфира, буро-фиолетовых и красных липарит-порфиров, темных обсидианов и, редко, серо-зеленых порфиритов. Размеры обломков пород достигают иногда нескольких сантиметров.

По направлению флюидальности в туфолавых нередко располагаются линзочки розовых плотных фельзитов, а также иногда бурых и серо-зеленых грубозернистых туфов и туфолав. В другом сечении (в плоскости флюидальности) линзочки имеют грубо изометричные неправильные овальные и округлые формы, не обнаруживающие обычно какой-либо четкой вытянутости в определенном направлении, причем наибольший размер их варьирует от нескольких сантиметров до 10—15 см. Мощность линзочек также меняется от нескольких миллиметров до сантиметра. В пологих и горизонтальных покровах линзочки (лепешки) располагаются примерно горизонтально, т. е. параллельно контакту с подстилающими породами.

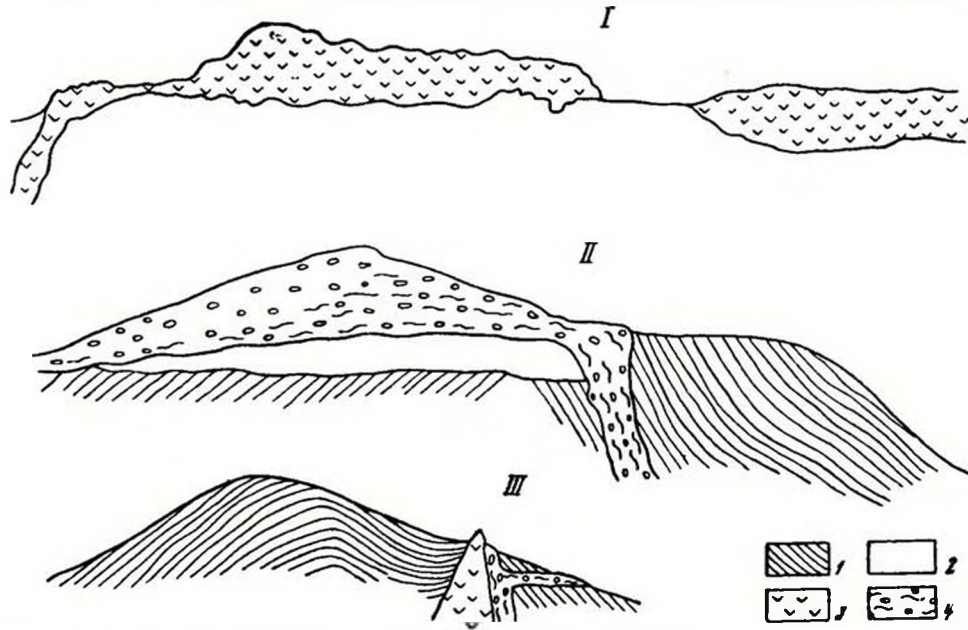
Под микроскопом в породе наблюдаются вкрапленники и обломки кварца, бурого калиевого полевого шпата, плагиоклаза (№ 10—12), реже — биотита, кроме того обломки фельзитов и фельзит-порфиров, сферолитов и сферолит-порфиров, плагиоклазового порфирита, липарит-порфиров, агрегаты зерен кварца и др. Обломки обычно составляют 20—25%, но иногда достигают 50% всей массы породы. Обломки и кристаллы кварца обычно оплавлены и корродированы основной массой. Калиевый полевой шпат карбонатизирован, плагиоклаз слабо серицитизирован. По биотиту развиваются хлорит и кварц. Из аксессуарных минералов наиболее распространен циркон, а из рудных — пирит. Основная масса представлена обычно бурым стеклом с четко флюидальной текстурой. Флюидальность особенно подчеркивается чередованием полос и «струй» различной степени раскристаллизации, окраски и насыщенности обломками основной массы. Структура основной массы — криптокристаллическая стекловатая до микрофельзитовой или фельзитовой, участками — сферолитовая. По ней часто развиваются гематит и кварц. Вдоль флюидальности нередко отмечаются прожилки и линзочки кварца, иногда с хлоритом и халцедоном.

В пределах обоих жерл и вокруг них развиты пологие (почти горизонтальные) и крутопадающие дайки этих туфолав, имеющие между собой переходы (фиг. 4). Дайкоподобные тела и нейки имеют обычно линзовидные, грубо изометрические или неправильные, а иногда ступенчатые и зигзагообразные формы и такие же контакты как в плане, так и в разрезе, т. е. выполняют полости, ограниченные системой мелких трещин различных направлений. Мощности таких даек варьируют от нескольких метров до десятков метров. Флюидальность и линзовидные включения, как правило, располагаются параллельно контактам залежей как крутопадающих, так и пологих и в основном повторяют их контуры, огибая неровности и крупные ксенолиты, нередко образуя резкие изгибы и завихрения. Контакты с вмещающими породами обычно четкие интрузивные (приваренные). Петрографический состав, структура и текстура этих туфолав, а также количество, размер и состав обломков в них как в дайках, так и в покровах совершенно тождественны. Наличие постепенных пе-

переходов некков и даек вверх по разрезу или по простиранию в пологие покровы (фиг. 4) позволяет считать их корнями этих эффузивов.

Вышеприведенные породы, слагающие крупные покровы, на основании их внешнего облика, текстурных особенностей, петрографического состава и т. п. Н. П. Васильковский относит по аналогии с туфолавами Армении к игнимбрикам.

Действительно, как видно из общего их описания и сравнения с последними, они имеют очень много сходных черт. Однако по условиям залегания в пределах вулканического центра туфолавы оясайской свиты не могут быть отнесены к игнимбрикам. Многочисленные круто- и пологопа-



Фиг. 4. Переходы крутонадающих даек в потоки I, покровы II и пологие дайки III. I — зарисовка вертикального обнажения, II и III — разрезы.

1 — слоистые туфы сарысионской свиты; 2 — туфы липарит-порфиров оясайской свиты; 3 — порфириты оясайской свиты; 4 — флювиальные туфолавы фельзит-порфиров верхнего горизонта оясайской свиты.

дающие дайки, некки и залежи, в которых флюидальность и линзочки этих туфолав располагаются параллельно контактам экструзивных тел, а также явные переходы их в покровы свидетельствуют о том, что эти породы образовались из настоящей жидкой лавы, переполненной различными обломками пород и поднимающейся по системе жерловин и трещин снизу вверх. Лава растекалась по поверхности более древних пород, заполняла все неровности и образовывала мощные покровы. Первые порции ее, очевидно, сопровождалась выбросами пирокластического материала, поэтому в основании этой толщи и наблюдаются пласты туфов.

Ярким примером, подтверждающим такое представление о происхождении этих пород, могут служить также некоторые особенности строения даек темных и светлых туфолав первого подгоризонта оясайской свиты.

#### Дайки туфолав

Интересным, на наш взгляд, представляется участок, расположенный южнее обоих жерл и между ними. В его строении принимают участие многочисленные дайки и штоки темных и светлых туфолав, прорывающие

различные породы акчинской и сарысуюнской свит, а также «сферолитовый» подгоризонт нижнего горизонта оясайской свиты. Большинство этих даек имеет северо-западное или близкое к меридиональному простирание, и гораздо реже отмечаются дайки других направлений. В большинстве случаев они обладают крутыми, почти вертикальными углами падения ( $90-75^\circ$ , реже  $45-50^\circ$ ) в сторону вулканического аппарата. Протяженность их обычно составляет десятки метров и лишь некоторые достигают сотен метров. Многие нарушения, в которых залегают дайки этих туфолов, представляют собой типичные трещины разрыва, которые были раскрыты, очевидно, в момент их заполнения.

Ряд крутопадающих линзообразных даек темных туфолов и лавобрекчий наблюдается двумя-тремя километрами южнее, вдоль крупного дооясайского разлома, проходящего в северо-западном направлении в акчинских порфиритах вблизи их контакта с более молодыми кызылсайскими гранитоидами. Эти породы инъецируют здесь доакчинские известняки и порфириты акчинской свиты. В дайках, достигающих мощности 10—30 м и более, наблюдается грубая извилистая флюиальность и струи, которые располагаются примерно вертикально и почти параллельно общему простиранию и падению их заледандов.

Главная же масса даек располагается непосредственно южнее вулкана и представляет собой как бы серию сложных апофиз, отходящих от него. Дайки темных туфолов, залегающие в породах сарысуюнской свиты, в большинстве случаев представлены межпластовыми и межформационными залежами. Последние, как правило, располагаются вдоль неровного контакта сарысуюнской и оясайской свит. Темные туфоланы инъецируют сланцы, туфы, туффиты и песчаники сарысуюнской свиты.

Нередко пластообразные дайки морфологически похожи на обычные согласные пласты и прослои, однако наличие отходящих рвущих апофиз и полное петрографическое их сходство с покровами не вызывают сомнения в том, что они должны быть отнесены к этим оясайским туфоловам.

Среди туфов и туфолов оясайской свиты темные туфоланы и лавобрекчи обычно залегают в виде настоящих крутопадающих ( $75-90^\circ$ ) рвущих даек. Протяженность по простиранию одной такой особенно характерной дайки составляет более 150 м. По падению она обнажается на много десятков метров, уходя в более глубокие горизонты. Мощность ее составляет обычно 2—3 м, достигая в раздувах 7—10 м, а в пережимах и на флангах — нескольких десятков сантиметров. В плане дайка состоит из двух кулисообразно расположенных линзовидных тел, выклинивающихся под очень острым углом в обе стороны по простиранию. Она имеет четкие интрузивные извилистые и ступенчатые контакты с вмещающими породами (фиг. 5), сорванные нередко небольшими тектоническими нарушениями. Местами во вмещающие породы отходят большие и мелкие апофизы длиной и мощностью до нескольких метров. Залегая среди пород оясайской свиты, эти туфоланы, переходящие нередко в лавобрекчи, содержат еще многочисленные обломки других пород, которые располагаются на сотни метров ниже по разрезу. Так, например, прорывая туфы и туфоланы сферолит-порфиров оясайской свиты, эти дайки туфолов содержат в обломках красные фельзит-порфиры, фиолетовые и зеленые туфы, темные и светлые сланцы сарысуюнской свиты, изредка порфириты акчинской свиты и другие породы, несомненно залегающие ниже. Эти обломки были, очевидно, принесены вместе с туфоловой снизу.

Некоторые крутопадающие дайки ниже или выше по разрезу, а также по простиранию переходят в межпластовые или межформационные залежи, имеющие, как правило, очень сложное строение. Иногда наблюдаются почти горизонтальные маломощные дайки туфолов, которые,

по-видимому, являются апофизами крутопадающих. Кроме того, здесь нередко развиты неправильные, часто паукообразные штоки или сгустки расположенных веером даек, темных и светлых туфолов, прорывающих породы оясайской свиты вблизи ее контакта с сарысиюнской. Сложность строения участка усугубляется еще наличием здесь огромных выходов



Фиг. 5. Интрузивный контакт темной туфолавы с вмещающими красными туфами сферолит-порфиров оясайской свиты (нат. вел.).

пород сарысиюнской свиты — сланцев, туфов, туфопесчаников и т. д., которые являются выступами древнего дооясайского рельефа.

Большой интерес представляет внутреннее строение даек. Среди слагающих их пород можно наметить, по крайней мере, четыре разновозрастных, но близких по времени образования разновидностей (от древних



Фиг. 6. Серая флюидальная туфолава с линзочками розового фельзита и ксеполитами черных сланцев (нат. вел.).

к молодым): 1) бурые грубозернистые туфы и туфолавы; 2) розовые плотные туфолавы; 3) светлые серо-зеленые туфы и туфолавы; 4) серые и черные туфы, туфолавы и лавобрекчии, иногда с линзочками розовых или бу-

рых фельзитов (фиг. 6). Все эти породы имеют примерно один и тот же петрографический состав и различаются только по цвету, а также количеству и размеру обломков, по степени раскристаллизации основной массы и т. п.

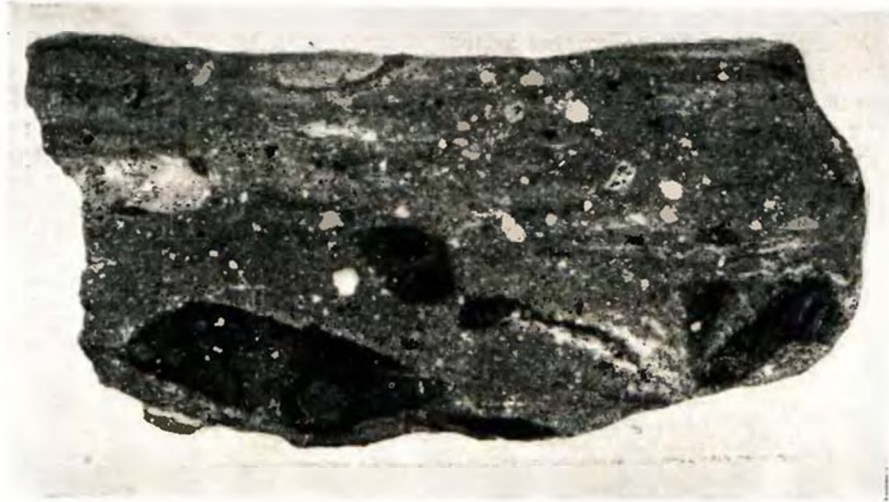
Последние две разновидности пород являются наиболее распространенными, встречаются почти всегда совместно и часто образуют тесно перемежающиеся полосчатые текстуры, а иногда четкие контакты (фиг. 7). Не исключена возможность, что местами темные туфолавы внедрялись в еще не застывшую массу светлых туфолав. В пределах одной разновидности туфы и туфолавы являются обычно разновозрастными образованиями, имеющими постепенные переходы друг в друга.



Фиг. 7. Контакты темной и светлой туфолав оясайской свиты (1/2 нат. вел.).

Светлые серо-зеленые туфолавы имеют обычно желтовато-розовую или желтовато-зеленую основную массу, цементирующую обломки прозрачного или серого кварца, розового полевого шпата, реже розового или буровато-красного фельзита, кварцевого порфира, сферолит-порфира. В туфолаве иногда отмечается флюидальность, вдоль которой располагаются небольшие тонкие волокна и линзочки светло-зеленого серицитизированного туфа или туфолавы.

Темные туфолавы обладают серой, светло-серой или темно-серой, почти черной основной массой, в которую погружены мелкие (1—3 мм) обломки белого и прозрачного кварца, белого и розового полевого шпата, а также угловатые крупные и мелкие (от 0,5—1 мм до 5—6 см) обломки пород — светлых желтовато-зеленых и розовых туфов, розовых и красных фельзитов и сферолит-порфиров, черных углистых сланцев, иногда с вкрапленностью пирита. Эти туфолавы под микроскопом обнаруживают многочисленные обломки кварца, бурого калиевого полевого шпата и, реже, плагиоклаза (альбит № 0—5). Иногда встречаются обломки пород: карбонатные, кремнисто-карбонатные и углистые сланцы, туфы, фельзиты, сферолиты, сферолит-порфиры, стекло и др. Основная масса представлена обычно бурым стеклом, в котором иногда разбросаны мелкие точки и прожилки черного органического вещества, иногда обволакивающего обломки пород и минералов. Текстура породы нередко флюидальная. Калиевый полевой шпат, как правило, карбонатизирован и альбитизирован,



Фиг. 8. Полосчатый серый туф из центральной части дайки ( $1/2$  нат. вел.).



Фиг. 9. Флюидальная темная оясайская туфолава из краевой части дайки ( $1/2$  нат. вел.)

плагноклаз нередко серицитизирован, кварц представлен угловатыми и иногда оплавленными обломками, причем хорошо видно, что основная масса корродирует и иногда обтекает их. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Часто туфолавы сменяются настоящими туфами, имеющими такой же петрографический состав и типичную туфовую структуру. Порода нередко обладает одновременно характерными особенностями туфа и туфолавы, так что трудно отнести ее к тому или другой.

В более мощных дайковых телах центральная часть сложена обычно слабополосчатым туфом (фиг. 8). Ближе к зальбандам полосчатость становится более отчетливой и располагается параллельно контактам дайки. Вблизи контакта порода заметно уплотняется, появляется четкая извилистая флюидалность (фиг. 9). Кроме того, здесь параллельно флюидалности



Фиг. 10. Локализация черной плотной туфолавы на контакте темной и светлой туфолав с вмещающими туфами ( $1/2$  нат. вел.).

ности нередко отмечаются небольшие линзочки и червеобразные включения розового и плотного фельзита (фиг. 6), а также удлиненные линзовидные обломки пород. Иногда, особенно в более верхних частях даек, вдоль полосчатости туфов и флюидалности туфолав отмечаются неправильные линзовидные и прожилковые включения углистого или битуминозного черного и бурого вещества, которое, очевидно, образовалось в результате переработки ксенолитов углистых сланцев и переотложения их под влиянием высокой температуры, давления и минерализаторов.

Туфолавы и туфы, имеющие обычно серый цвет, нередко постепенно сменяются черными, что, очевидно, находит свое объяснение в увеличении количества тонкораспыленных обломков углистых сланцев, а также в пропитывании пород углистым или битуминозным веществом. Но наряду с этим туфы и туфолавы серого цвета в центральных частях даек закономерно к обоим зальбандам становятся постепенно более плотными и черными за счет нераскристаллизованной стекловатой основной массы (фиг. 10). В более мощных дайках туфолавы имеет серый цвет и зернистую

основную массу, а в маломощных дайках, жилках и непосредственно ог-  
ходящих мелких апофизах она постепенно приобретает черный цвет и  
плотную сливную основную массу (фиг. 11). Микроскопические наблю-  
дения показывают, что порода в центральной части обладает туфовой  
структурой, а на контакте или в маломощных дайках и жилах имеет  
основную массу в виде стекла и иногда — флюидальную текстуру.

Следует упомянуть еще один интересный факт: чем мощнее дайка,  
тем крупнее встречающиеся в ней обломки, вплоть до больших глыб раз-  
мером до нескольких десятков сантиметров и даже метров; и, наоборот,



Фиг. 11. Жилка черной туфолавы во вмещающих поро-  
дах (нат. вел.).

чем меньше мощность дайки, тем мельче обломки, поэтому в маленьких  
жилках и дайках наблюдаются очень мелкие обломки преимущественно  
одних минералов (фиг. 11).

Иногда в сравнительно небольшой дайке можно увидеть крупный об-  
ломок породы, явно принесенной снизу, застрявший в трещине и зани-  
мающий значительную часть дайки, так что на долю туфолавы остается  
ничтожный промежуток. Наличие туфовых участков среди мощных даек  
туфолав, по-видимому можно объяснить тем, что в процессе внедрения  
более жидкая лавовая связующая основная масса отжималась к зальбан-  
дам и в мелкие прилегающие трещины, в результате чего небольшие дайки  
сложены плотной туфолавой, а в более мощных телах те же породы пере-  
ходят в туф.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании всех изложенных фактов мы приходим к следующим  
выводам о генезисе изученных пород. Обследованный участок большой  
вулканогенной области верхнего палеозоя представляет собой древний  
вулканический аппарат центрального типа, имеющий крайне сложное  
строение. Помимо двух главных жерл извержение происходило через се-  
рию мелких паразитических жерловин, а также систему различных трещин,  
главным образом — разрыва, окружающих оба центра. Многочисленные

дайки и штоки различных пород являются корнями вышележащих покровов и потоков.

Судя по сложному геологическому строению и наличию многих разновозрастных пород, которые представлены несколькими последовательными горизонтами и подгоризонтами, имеющими региональное и локальное развитие, вулканический очаг действовал неоднократно и неравномерно. Излияние лав сменялось выбросами туфов и бомб, кислые разности уступали место породам среднего и основного состава, причем экструзии порфиритов характерны только для периода образования верхних пачек нижнего горизонта оясайской свиты.

Породы светлых и темных туфолав и туфов, очевидно, представляли собой в момент образования сложную смесь жидкой лавы, с большим количеством пирокластического материала и крупных обломков, которыми магма обогащалась за счет вмещающих пород по мере продвижения ее к поверхности.

Активность магмы была, очевидно, значительной, магма поднималась под большим давлением, заполняя как крутые, так и пологие (пластовые) трещины. Она двигалась по раскрытым трещинам разрыва, раздвигая стенки прилежащих более мелких крутопадающих и пологих трещин, поднимая с собой с большой глубины многочисленные крупные и мелкие обломки; иными словами, она обладала свойствами интрузии.

Подвижность лавы была также сравнительно большой, поскольку она заполняла все мелкие трещины вплоть до миллиметровых, что, по-видимому, объясняется присутствием в ней летучих составляющих компонентов.

Поскольку лавы с обломками поднимались снизу вверх под большим давлением, наличие крупных и мелких трещин во вмещающих породах создавало своеобразный фильтрационный эффект: более жидкая часть лавы отжималась из крупных в более мелкие трещины, которые не пропускали больших обломков. В результате мы наблюдаем различные разновидности туфов и туфолав в пределах одной дайки и обнаруживаем в мелких жилах и зальбандах крупных даек плотную черную туфолаву, а в центральных частях крупных дайковых тел — породу, по своему макро- и микростроению отвечающую туфам. Между этими крайними разностями существуют все переходные формы от туфолав к туфам.

Плотные туфолавы второго горизонта, имеющие флюидальную текстуру с линзообразными включениями более плотных пород (фельзитов и др.), внешне иногда напоминают агнимбриты, однако по условиям залегания они не могут быть отнесены к последним. Наличие вертикальных и горизонтальных даек этих туфолав, в которых флюидальность располагается параллельно контактам и повторяет в основном их конфигурацию, свидетельствует о том, что эти породы образовались из жидкой лавы, содержащей многочисленные обломки пород и минералов. Трещины, развитые в самом кратере и вблизи него, послужили выводными каналами для этой смеси лавы и пирокластического материала, которая разлилась по неровной древней поверхности и дала мощные покровы, распространяющиеся на многие километры.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- А д е л у н г А. С. Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная оконечность Кураминских гор. В кн.: «Геология Узбекской ССР», т. I. Изд. Комитета наук Узб. ССР, ОНТИ, 1937.
- Б е л я н к и н Д. С. К вопросу о туфовых лавах Армении. «Изв. АН СССР», серия геол., № 3, 1952.
- В а с и л ь к о в с к и й Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1952.
- В л о д а в е ц В. И. О некоторых семьячинских туфолавах и их происхождении. «Изв. АН СССР», серия геол., № 3, 1953.
- В о л ь ф с о н Ф. И. К геологии, тектонике и орудению северо-восточного Кара-Мазара. «Тр. Таджикско-Памирской экспед. 1933 года», вып. XV 1935
- В о л ь ф с о н Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Игнимбриты Армении. «Изв. АН СССР», серия геол., № 3, 1947.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5, 1928.

## С О Д Е Р Ж А Н И Е

В. И. Владавец. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами . . . . .	3
В. П. Петров. Игнимбриты и туфовые лавы; еще о природе арктик-туфа	17
М. А. Фаворская. К вопросу о механизме образования некоторых туфолав . . . . .	26
И. М. Воловикова. Игнимбриты Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань) . . . . .	36
Б. Л. Рыбалов. О происхождении некоторых туфолав юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. . . . .	48

Труды Лаборатории вулканологии, выпуск 14.

Утверждено к печати Лабораторией вулканологии Академии наук СССР

Редактор издательства Н. Б. Мельникова. Технический редактор Ю. В. Рылина

РИСО АН СССР № 70—32 В. Сдано в набор 3/IV 1957 г.

Подп. в печать 28/V 1957 г. Формат бум. 70×108<sup>1/8</sup>. Печ. л. 4,25—5,82. Уч.-изд. лист 5,2

Тираж 1500. Изд. № 2252. Тип. вак. 1451

Цена 3 р. 65 к.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10.