

В. Г. САХНО

**К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ИГНИМБРИТОВ
И ТУФОЛАВ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ
ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

(Геологический институт ДВФ СО АН СССР)

На территории юга Дальнего Востока широким развитием пользуются эффузивные образования, различные по составу и возрасту. Они слагают покровы, группирующиеся в линейно-вытянутые вулканические зоны: Хингано-Баджальскую, Западно-Сихотэ-Алиньскую, Восточно-Сихотэ-Алиньскую, Сихотэ-Алиньскую (Ициксон, Красный, 1959); Фошаньскую (Хинганскую), являющуюся юго-западным продолжением Хингано-Баджальской, Хэцзянскую, Наданьхада-Алиньскую — Мулинскую и Восточно-Гириную (Сахно, 1960).

В пределах названных зон развиты верхнетриасово-среднеюрские, верхнеюрские, нижнемеловые, верхнемеловые и палеогеновые эффузивные комплексы.

В Хингано-Баджальской и ее юго-западном продолжении — Фошаньской вулканической зоне развиты нижнемеловые и верхнемеловые среднего и кислого состава эффузивы. Для нижнемеловых эффузивов характерны небольшие площади и мощности покрова и преобладание средних эффузивов над кислыми. Верхнемеловые эффузивы отличаются широким развитием в основном кислых эффузивов и значительной их мощностью. В составе верхнемеловых эффузивов отмечаются туфолавы дацитового и липаритового состава.

В Хэцзянской вулканической зоне, где широким развитием пользуются верхнемеловые средние и кислые эффузивы и в меньшей степени нижнемеловые эффузивы, среди кислых эффузивов верхнемелового возраста встречаются туфолавы, слагающие горизонты мощностью до 10—15 м.

В Наданьхада-Алиньско-Мулинской зоне развиты верхнетриасово-среднеюрские, верхнеюрские, нижнемеловые и верхнемеловые эффузивы. Верхнетриасово-среднеюрские эффузивы представлены спилитами, диабазами, диабазовыми порфиритами, порфиритами и в небольшом количестве туфами кислых эффузивов в верхних частях комплекса. Эти образования являются аналогом спилито-кератофировой формации начальных этапов прогибания геосинклиналей. Они развиты на северо-востоке зоны только в Наданьхада-Алиньском прогибе. Верхнеюрские эффузивы имеют ограниченное развитие на северо-востоке зоны. Здесь они слагают маломощные покровы, представленные андезитовыми порфиритами и их лавобрекчиями и туфобрекчиями.

В этой зоне наиболее широко развиты нижнемеловые и верхнемеловые эффузивы. Они представлены в основном средними и кислыми эффузива-

ми. В разрезе нижнемеловых эффузивов, туфов, туфобрекчий и покровов андезитовых норфиров восточной зоны встречаются пачки игнимбритов мощностью до 40 м, а также известны туфолавы липаритов и андезитов верхнемелового возраста.

В Восточно-Сихотэ-Алиньской зоне туфолавы и игнимбриты пользуются широким развитием среди верхнемеловых, палеоценовых, эоценовых и олигоценых кислых эффузивов (Фаворская 1949, 1956, 1957; Соловьев, 1950, Быковская, 1960, и др.), причем в некоторых районах они имеют большую мощность.

На основании изложенного видно, что туфолавы и игнимбриты широко распространены среди меловых вулканогенных толщ юга Дальнего Востока. Имеющаяся литература по игнимбрикам и туфолavam посвящена описанию игнимбрикам и туфолavam дацитового и липаритового состава верхнемелового и третичного возраста. Быковской (1960) отмечаются туфолавы кварцевых порфиритов в разрезе сияновской свиты Ольго-Тетюхинского района.

Игнимбриты и туфолавы андезитовых порфиритов в разрезе нижнемеловых и верхнемеловых вулканогенных толщ ранее никем не описывались. поэтому следует более подробно остановиться на их характеристике.

Игнимбриты андезитового состава, как было отмечено выше, встречаются в разрезе нижнемеловых вулканогенных толщ в Мулинской и Баоцинской впадинах Наданьхада-Алиньско-Мулинской вулканической зоны. Они слагают пачки мощностью от 2—3 до 20—40 м, переслаивающиеся с туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Нижний контакт неровный, резкий. Залегание игнимбритов часто наблюдается на размытой поверхности различных пород (песчаников, туфов, туффитов и т. д.). Верхняя поверхность контакта ровная, четкая, без шлаковой корочки, как это свойственно для лав. Перекрывающие породы представлены чаще всего туфоконгломератами, туфобрекчиями и туфами, реже песчаниками и алевролитами. Выдержанность прослоев игнимбритов по простиранию и мощности обычно зависит от рельефа подстилающих пород.

По внешним признакам выделяются две разновидности: афанитовые игнимбриты с небольшим количеством обломков и игнимбриты с большим количеством обломков.

Первая разновидность представлена плотными (по всей мощности слоя) зеленовато-серыми массивными породами, без видимых признаков слоистости. На фоне однородной афанитовой массы выделяются редкие сплюснутые обломки неясных очертаний, а также обуглившиеся обломки древесины. Кроме того, встречаются обломки и галька различных пород — песчаников, гранитов, андезитов, туфов и т. д. без видимых следов изменения. Возможно были они захвачены с поверхности при формировании толщи игнимбритов.

Под микроскопом игнимбриты этой разновидности обладают постоянством минерального состава. В них встречаются обломки плагиоклазов (андезин-лабрадор), пироксена, роговой обманки и биотита.

Из аксессуарных в игнимбриках встречаются апатит, циркон и сфен в виде идиоморфных кристаллов и их обломков.

Из всех описанных минералов наиболее широким распространением пользуется плагиоклаз, который составляет 60—70% минеральной части игнимбритов. Пироксен составляет не более 20—30% от общего количества минералов. На долю остальных минералов приходится не более 10%.

При микроскопическом изучении связующей массы игнимбритов прослеживается постепенное изменение структуры породы сверху вниз. В верхней части толщи это типичные кристалловитрокластические туфы, состоящие из минералов и их обломков и пепловой связующей массы (рис. 1). Пепловые частички имеют серповидную, рогульчатую, звездчатую и дру-

гие более причудливые формы, характерные для пепловых туфов. Ниже по разрезу толщи непловые частички спланиваются и соединяются в полосы. Однако в некоторых случаях пепловая структура породы еще сохраняется, а флюиальность выражена нечетко (рис. 2). Следует отметить, что участки в виде вытянутых линз с флюиальной структурой спорадически встречаются и в верхней части толщи (рис. 3). В средней части толщи флюиальность выражена четко, пепловая структура связующей массы полностью исчезает и порода приобретает признаки лавы (рис. 4). Здесь же наблюдаются переходы флюиальной структуры к массивной, стекловатой. Переходы от типичных пепловых туфов к флюиальным и массивным игнимбрикам постепенные, с большим количеством промежуточных разностей. Характер перехода от пепловых туфов к флюиальным игнимбрикам зависит от мощности пачек. В более крупных пачках мощностью в 20—30 м наблюдаются все изменения от туфов до игнимбриков. В маломощных пачках по всей мощности сохраняется пепловая структура, а флюиальные структуры появляются спорадически, в основном в средних частях пачек.

Степень раскристаллизации стекла пепловых частей и флюиальных полос также меняется сверху вниз. В верхних частях, где наблюдаются пепловые туфы, она частично раскристаллизована, в флюиальных полосах полностью замощена кремнисто-хлоритовым агрегатом.

Как было указано выше, помимо обломков минералов и стекловатой связующей массы, в игнимбриках встречаются редкие линзовидные включения андезитов. Внешне они выделяются более темной окраской на фоне плотной зеленовато-серой массы игнимбриков.

Под микроскопом наблюдается порфировая структура, где в качестве вкрапленников присутствуют плагиоклаз и пироксен; основная масса стекловатая или гиалопилитовая. Контакты этих обломков со связующей массой игнимбриков неясные, контуры отмечаются по границе флюиальных полос, которые окружают их, и по отсутствию флюиальности основной массы в андезитах. Обломки вытянуты в большинстве случаев по направлению флюиальности. Линзовидные андезиты в игнимбриках встречаются очень редко. Различные обломки (андезитов, песчаников и алевролитов, туфов), а также галька гранитов, в основном встречаются в нижней части толщи. Контакты этих пород со связующей массой игнимбриков резкие. Петрографический состав их отвечает составу подстилающих толщ.

Вторая разновидность игнимбриков представлена пестрыми породами с более темными (красными, кирпично-красными, фиолетово-сиреневатыми) обломками на фоне серо-зеленоватой или серой связующей массы. Они слагают пачки мощностью до 30—40 м, выдержанные по простиранию. В некоторых случаях пачки игнимбриков являются хорошим маркирующим горизонтом (Баоинская впадина), протягивающимися на несколько километров. Они переслаиваются с туфобрекчиями, лавобрекчиями и лавами андезитовых порфиритов и очень редко — туфами. Эта разновидность игнимбриков является более распространенной, чем первая.

В одних случаях в игнимбриках плоские обломки, вытянутые в одном направлении, что придает породе грубую слоистость, в других — неправильные, угловатые, изометричные. Характерно, что в большинстве случаев вытянутая, линзовидная форма свойственна для крупных обломков; неправильная, угловатая — для более мелких. Размеры обломков варьируют в широких пределах от 1—2 мм до 7—10 см и более в поперечнике. Количество обломков преобладает над связующей массой.

Под микроскопом обломки обнаруживают порфировую структуру и гиалопилитовую или стекловатую структуру основной массы. Порфировые выделения представлены призматическим плагиоклазом от № 40 до



Рис. 1. Пепловая структура верхней части горизонта игнимбритов.
Без анализатора, ув. 8



Рис. 2. Игнимбрит. Видны вытянутые пепловые частички.
Без анализатора, ув. 8



Рис. 3. Игнимбит. Линзовидные участки с флюидальной структурой.
Без анализатора, ув. 8



Рис. 4. Игнимбит. Флюидальная структура. Без анализатора, ув. 20

47, мелкими зернами пироксена, обычно полностью замещенного хлоритом, и призматическими мелкими кристалликами роговой обманки, замещенной хлоритом.

Связующая масса, так же как и для игнимбритов первой разновидности, представлена пепловыми частичками, стеклом и обломками плагиоклазов, пироксенов и роговой обманки.

Сверху вниз по разрезу толщи она постепенно меняется от структуры пепловых туфов до флюидалных игнимбритов. Изменение это аналогично вышеописанному.

Таким образом, эти две разновидности отличаются между собой только по количеству обломков.

В заключение описания игнимбритов андезитового состава из нижнемеловых вулканогенных толщ следует остановиться на основных характерных признаках, свойственных этим породам: 1) игнимбриты обладают плотным сложением по всей мощности толщи; 2) наличием резких контактов с вышележащими и нижележащими породами; 3) ровной горизонтальной верхней поверхностью; 4) отсутствием шлаковой корки; 5) выдержанностью по простиранию и мощности; 6) наличием линзовидных обломков, количество которых варьирует в широких пределах; 7) постепенным изменением структуры связующей массы сверху вниз по мощности толщ от пепловой до флюидалной и от последней к пепловой.

Туфолавы андезитового состава в разрезах вулканогенных толщ встречаются значительно чаще игнимбритов. Они слагают потоки мощности от 2—5 до 30—60 м и более среди покровных эффузивов. В нижнемеловых вулканогенных образованиях они распространены редко, в основном в Баоцинской впадине (северная часть Наданьхада-Алиньско-Мулинской вулканической зоны) и представлены маломощными потоками среди покровов андезитов. Туфолавы переслаиваются с лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями. Они образуют невыдержанные различной мощности потоки, часто выклинивающиеся по простиранию.

Верхняя и нижняя поверхность контакта неровная, с корочкой застывания. В верхних и нижних частях туфолавы наблюдаются мелкие поры, выполненные кальцитом, хлоритом и другими вторичными минералами. В разрезе туфолавы обычно приурочены к нижним частям лавовых покровов, а также к верхним частям туфобрекчий. По простиранию наблюдается постепенный переход туфолав в лавы. Это выражается постепенным уменьшением количества обломков в туфолавах и полным исчезновением их в плотных лавах. Такие переходы от туфолав в лавы наблюдаются в некоторых крупных лавовых потоках.

Внешне туфолавы представляют собой плотные пятнистые породы, состоящие из обломков и цементирующей лавовой массы. На фоне зеленовато-серой плотной андезитовой цементирующей лавы выделяются грязно-коричневые, кирпично-бурые, фиолетовые и другие обломки линзовидной, остроугольной и изометричной формы с неясными очертаниями границ. Соотношение обломков и цементирующей лавы колеблется в больших пределах. В одних случаях их количество достигает 70—80, в других — не более 20—30%. Размеры обломков самые различные и колеблются от 2—3 мм до 30—40 см в длину. Линзовидные (плоские) обломки являются наиболее крупными, сильно вытянуты в одном направлении и в плане имеют изометричные очертания. Обломки не отсортированы, распределение их по разрезу потока неравномерное. Кроме этих обломков в туфолаве встречаются разного состава обломки и галька из подстилающих пород, захваченных при движении потока по поверхности. Микроскопически четкая граница между обломками и цементирующей лавой не устанавливается. Состав порфирированных выделений и основной массы обломков и лавы одинаков. Чаще всего они различаются по степени рас-

кристаллизации. Под микроскопом в обломках и цементирующей лаве наблюдается порфиновая структура и гиалопилитовая или стекловатая структура основной массы.

Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 42—47), пироксеном и роговой обманкой. В количественном соотношении преобладает плагиоклаз, соотношения пироксена и роговой обманки варьируют в широких пределах. По преобладанию того или иного минерала во вкрапленниках могут быть выделены туфолавы пироксеновых, пироксен-роговообманковых и роговообманковых андезитов.

Основная масса цементирующей лавы и обломков обычно раскристаллизована в одинаковой степени, но изредка встречаются туфолавы с различной структурой. Наиболее обычными структурами являются гиалопилитовая, стекловатая и очень редко — пилотакситовая, причем последняя характерна обычно для основной массы цементирующей лавы.

Основная масса состоит из микролитов и лейст плагиоклаза, состав которого варьирует от андезина № 40—41 для туфолав роговообманковых андезитов — до лабрадора № 50—60 — в пироксеновых андезитах, мелких изометричных зерен авгита и стекла.

При детальном исследовании туфолав по всей мощности, особенно для потоков с большой мощностью, наблюдается едва заметное изменение степени раскристаллизации стекла сверху вниз. В верхней и нижней частях потока присутствуют более стекловатые разности, в средней части лавы характеризуются большей степенью раскристаллизации основной массы. Здесь часто наблюдается пилотакситовая структура и почти полное отсутствие стекла в основной массе лавы.

В заключение отметим характерные признаки, свойственные туфолавам.

Туфолавы отличаются: 1) плотным сложением и брекчиевой текстурой породы; 2) потокообразным залеганием; 3) наличием корочек застывания на поверхности потока; 4) постепенным переходом туфолав в лавы по простиранию; 5) совместным распространением туфолав и лав; 6) приуроченностью туфолав к нижним частям лавовых потоков; 7) наличием микроструктур в туфолавах, характерных для лав.

На основании описания, приведенных выше, а также по литературным данным, можно сделать вывод, что среди меловых вулканогенных толщ юга Дальнего Востока развиты как игнимбриты пирокластического происхождения, так и туфолавы, имеющие лавовую природу. Они встречаются среди нижнемеловых, верхнемеловых и третичных эффузивов, причем в некоторых районах (Ольга-Тетюхинский и др.) они составляют значительную часть разреза вулканогенных пород (Быковская, 1960). По составу они разделяются на туфолавы и игнимбриты кварцевых порфиров, дацитов и андезитов, с преобладанием первых двух типов.

По вопросу о генезисе игнимбритов и туфолав существует много гипотез.

Что касается игнимбритов, то мы придерживаемся взглядов, высказанных Маршаллом (1935) и Заварицким (1947). Они считали их образованиями раскаленных пирокластических потоков, возникших при колоссальных извержениях, подобных извержениям Катмаи в 1912 г. Игнимбриты рассматриваемого легиона образовались из пепловых туч во время их отложения; а сохранение высокой температуры, вероятно, приводило к разогреву, а также частичному расплавлению и спеканию пепловой массы. Наличие обуглившейся древесины, а также изменение структур от пепловой до флюидальной говорит о высокой температуре в момент их отложения и способности туфовой массы спекаться.

Обнаружение игнимбритов среднего состава среди нижнемеловых комплексов юга Дальнего Востока подтверждает предположение Маршала

и Заварицкого о возможности нахождения таких пород не только кислого, но и среднего состава.

Туфолавы среднего состава в описываемом районе образовались при извержениях (центрального пли трещинного типа), не сопровождавшихся выделением большого количества газов, в условиях спокойного излияния лавы, насыщенной полурасплавленными обломками, а также обломками, попавшими из верхних частей каналов и трещин и не несущих следы расплавления.

Возможно, что при излиянии туфолавы могли вспениваться и образовывать породы, подобные семьячинским (Влодавец, 1953, 1957) и сухофонтанским (Петров, 1957) туфолавам. Но этот процесс, видимо, более характерен для кислых лав.

ЛИТЕРАТУРА

- Быковская Е. В. Стратиграфия и петрология верхнемезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Ольготетюхинского района. Автореферат, 1960.
- Влодавец В. И. О некоторых семьячинских туфолавах и их происхождении.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1953.
- Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами.— Труды лабор. вулканол., вып. 14, 1956.
- Заварицкий Л. И. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
- Ициссон М. П., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока.— Материалы к 1-у Всесоюз. вулканол. совещ., Ереван, 1959.
- Петров В. П. Игнимбриты и туфовые лавы; еще о природе Артик-туфа.— Труды Лабор. вулканол., вып. 14, 1957.
- Сахнов Г. Некоторые особенности мезозойского вулканизма в различных структуро-фациальных зонах юга Дальнего Востока. — Материалы к 1-й Всесоюз. конф. по геол. и метал. Тихоокеанского рудного пояса, 1960.
- Соловьев С. П. Главные черты комплекса молодых кислых эффузивов и игнимбритов южного Сихотэ-Алиня и его петрографические особенности.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 2-я серия, ч. 79, вып. 3, 1950.
- Смирнов А. М. Геологическое развитие и структурные особенности зоны сочленения Китайской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса. Автореферат, 1960.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Фаворская М. А. Третичные туфолавы южного Приморья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 5.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня.— Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минер. и геохимии, вып. 7, 1956.
- Фаворская М. А. К вопросу о механизме образования некоторых туфолав.— Труды Лабор. вулканол., вып. 14, 1957.