

## ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА В СЕВЕРНОМ ОКОНЧАНИИ МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Л.Я. Кабанова*

В статье охарактеризованы особенности геологического строения островодужной ирендыкской формации, фрагменты которой обнажены в районе г. Миасс. Описаны лавовые потоки базальтового и андезибазальтового состава, чередующиеся с пачками тефротурбидитов. Указаны особенности строения тефротурбидитов, сделан вывод об условиях их образования. Подчеркнуты особенности состава и строения девонских формаций, возникших в разных геодинамических условиях.

Ключевые слова: лавы, тефротурбидиты, островодужный вулканизм, Магнитогорская зона, ирендыкская, карамалыташская, улутауская формации.

Северное окончание Магнитогорской зоны на Южном Урале характеризуется весьма сложной складчато-блоковой структурой, пестрым фациальным составом толщ и массивов, резкой дифференциацией пород по химизму и минералогическому составу. В районе с. Смородинка в многочисленных коренных выходах обнажаются вулканиты ирендыкской, карамалыташской и улутауской формаций девонского возраста. Породы ирендыкской формации представлены базальтами и андезибазальтами, чередующимися с осадочными и вулканогенно-осадочными слоями. Они слагают северный фрагмент Ирендыкской островной дуги, возникшей в нижнем девоне-эйфеле ( $D_1-e$ ) [1].

Карамалыташская формация сложена подушечными лавами базальтового состава, по своим петрохимическим особенностям является океанической и слагает задуговые бассейны [1]. Возраст этой формации определяется как эйфель-живет ( $D_{1-2}$ ) [3].

Улутауская формация представлена вулканогенными обломочными и реже лавовыми образованиями андезибазальтового, андезитового состава и вулканогенно-осадочными, вулканогенно-обломочными и осадочными отложениями. Породы формации протягиваются узкой полосой вдоль восточного склона хр. Северный Ирендык и прослеживаются в районе с. Смородинка. Возраст улутауской формации по находкам конодонтов определен как живет-ранний фран ( $D_{2-3}$ ) [3].

Среди указанных выше формаций наибольший интерес представляет ирендыкская формация. Она распространена к востоку от Присакмарско-Вознесенской зоны от широты г. Гай на юге и доходит до г. Миасс. Максимальная мощность формации отмечена в районе г. Баймак, где достигает 3000–3500 м и постепенно уменьшается в северном направлении [3].

Нами в районе с. Смородинка на южном склоне г. Киселевской изучен разрез ирендыкской формации, породы которой хорошо обнажены, местами вскрыты расчистками и пробурены скважинами. О составе пород и характере их взаимоотношений позволяет судить разрез по одной из скважин, пройденный на южном склоне горы:

1. Мелко-среднепсаммитовые тефротурбидиты, содержащие обломки кристаллов пироксена размером от 0,8–1,5 мм до 0,4–0,5 мм, местами с отчетливо выраженной градиционной слоистостью – 0–20,4 м.

2. Плагноклаз-пироксеновые базальты, содержащие около 40–45 % вкрапленников пироксена и плагноклаза размером от 4,0–5,0 мм до 1,0–1,5 см – 20,4–26,2 м.

3. Дайка миндалекаменных долеритов – 26,2–30,3 м.

4. Переслаивание среднепсаммитовых, гравелитовых и грубообломочных тефротурбидитов, содержащих около 70 % обломочного материала, представленного обломками базальтов, кристаллов пироксена и остроугольных обломков кремнистых алевролитов размером до 1,2–1,5 см. Цементирующая масса мелкообломочная с примесью глинистого материала – 30,3–39,0 м.

5. Брекчия кремнистых алевролитов с редкими обломками афировых базальтов и пироксеновых и плагноклаз-пироксеновых андезибазальтов 39,0–39,6 м.

6. Пачка переслаивания брекчии кремнистых алевролитов с прослоями кремнисто-глинистых алевролитов, псаммитовых и гравелитовых тефротурбидитов 39,6–44,0 м.

7. Пачка переслаивания псаммитовых средне-мелкообломочных литокристаллокластических тефротурбидитов. Мощность прослоев 2–7 см. Встречаются редкие грубообломочные слои мощностью до 0,5 м. Породы интенсивно деформированы, эпидотизированы, хлоритизированы. К концу интервала породы представлены брекчиями с карбонатным цементом – 44,0–53,7 м.

8. Поток плагноклаз-пироксеновых миндалекаменных базальтов. Контакты с тефротурбидитами отчетливые, на контакте породы осветлены – 53,7–59,7 м.

9. Пачка переслаивания среднеобломочных и мелкообломочных тефротурбидитов с грубообломочными разностями. В середине интервала породы интенсивно деформированы, эпидотизированы, содержат тонкую вкрапленность пирита. Иногда рудное вещество концентрируется

в виде пятен и скоплений мощностью до 1–5 см, местами отмечается интенсивная гематитизация – 59,7–74,0 м.

10. Плагноклаз-пироксеновые базальты, местами интенсивно хлоритизированные с прожилковой вкрапленностью пирита и халькопирита – 74,0–86,0 м.

11. Чередование плагноклаз-пироксеновых базальтов и андезибазальтов с тефротурбидитами различной размерности. Мощность тефротурбидитов 0,2–0,3 до 10–15 м. Местами в тефротурбидитах отмечается градационная слоистость. Мощность базальтовых тел от 10–12 до 20–50 м – 86,0–165 м.

12. Диориты интенсивно хлоритизированные с тонкой вкрапленностью рудного минерала – 165,0–181,0 м.

13. Рудная зона, представленная интенсивно измененным диоритом с густой вкрапленностью пирита. В конце интервала – рудный метасоматит с вкрапленностью пирита и халькопирита – 181–232 м.

14. Гравелитовый тефротурбидит базальтового состава – 232–240 м.

15. Плагноклаз-пироксеновый базальт, интенсивно измененный, эпидотизированный, пренитизированный – 240,0–259 м.

В других скважинах, пробуренных по этой линии разреза, также вскрыты потоки лав базальтового и андезибазальтового состава, чередующиеся с лавовыми брекчиями и тефротурбидитами разной размерности. Просмотр керн скважин и изучение петрографических особенностей пород в шлифах позволили установить, что в разрезе преобладают плагноклаз-пироксеновые и пироксеновые базальты и андезибазальты, а вулканогенно-обломочные и вулканогенно-осадочные породы, представленные тефротурбидитами, находятся в явном подчинении. Среди базальтов и андезибазальтов наряду с потоками встречаются многочисленные субвулканические тела – дайки, представленные долеритами, габбро-долеритами, диоритами. Границы раздела лавовых тел отчетливо проявлены и прослеживаются по зонам развития пород с брекчиевой текстурой, лавовых брекчий, обычно слагающих верхние части лавовых потоков или по зонам интенсивного дробления и зонам закалки. Отдельные потоки нередко разделяются тонкими слоями вулканогенно-осадочных или кремнистых пород псаммитовой и алевритовой структуры. Характерно, что в осадочных прослоях, независимо от размерности, встречаются обломки кристаллов пироксена наряду с остроугольными обломками кремнистых алевролитов при преобладании включений лавовых вулканических пород.

К северу от г. Киселевской доля осадочного материала увеличивается и уже в 1,5–2,0 км базальты встречаются в виде редких маломощных тел. Представление о строении формации в этой части разреза дает описание линии с востока на запад:

1. Переслаивание мелко-среднезернистых тефротурбидитов с обломками плагиоклаз-пироксеновых базальтов, долеритов, кремнистых алевроитов и зерен пироксена с размером обломков от 0,5–4,0 мм до 1,0–1,5 см, сменяющихся прослоями алевро-псаммитовой и алевритовой размерности. Между псаммитовыми и алевропсаммитовыми тефротурбидитами переход постепенный, между алевропсаммитовыми и алевролитовыми – резкий. Мощность алевролитовых слоев не превышает 5–7 см. Эти слоистые породы образуют пачки с отчетливо выраженной градиционной слоистостью. Мощность слоев 3–40 м – 60 м.

2. Пироксеновые андезибазальты с порфировой структурой, представленной вкрапленниками авгита, местами замещенного актинолитом или хлоритом. Плагиоклаз во вкрапленниках не встречается, находится только в основной интенсивно измененной, хлоритизированной, эпидотизированной основной массе – 65 м.

3. Пачка переслаивания псаммитовых среднезернистых тефротурбидитов, тонких кремнистых алевролитовых и алевропилитов слойков мощностью от 1–2 до 5–7 см и редких слоев гравелитовых тефротурбидитов. Преобладают псаммитовые разности мощностью до 50–70 м – 240 м.

4. Грубообломочные тефротурбидиты, содержащие более 70 % обломочного материала. Среди обломков преобладают пироксеновые базальты и долериты (около 50 %), плагиоклазовые андезибазальты, кремнистые алевролиты. Последние благодаря светлой окраски резко выделяются на темном фоне, создавая впечатления своего обилия в породе. На их долю приходится около 5 % объема обломочного материала. Также отчетливо выделяются темные, почти черные обломки кристаллов пироксена. Обычно пироксен замещен актинолитом или хлоритом – 110 м.

5. Псаммитовые среднезернистые тефротурбидиты, аналогичные описанным в пункте 1 – 80 м.

6. Плагиоклаз-пироксеновые андезибазальты, аналогичные описанным в пункте 2, но с линзовидным прослоем грубообломочных тефротурбидитов – 75 м.

7. Грубообломочные тефротурбидиты, содержащие прослойки кремнистых алевролитов мощностью от 1–5 см до 4,0–5,0 м, чередующиеся с пачками переслаивания псаммитовых средне-мелкозернистых, алевропсаммитовых и алевролитовых тефротурбидитов с отчетливо выраженной градиционной слоистостью. Мощность таких пачек 0,5–1,0 м. В грубых разностях встречаются обломки кремнистых алевролитов с отчетливо выраженной тонкой слоистостью, подчеркнутой чередованием разно окрашенных слойков. Обломки неправильной остроугольной формы размером до 5 см. Характерной особенностью в расположении обломков является их приуроченность к одной линии, которая фиксирует положение

разрушенного кремнистого слоя. Некоторые слои грубообломочных тефротурбидитов в верхних частях содержат тонкие слойки кремнистых тонкослоистых алевролитов, иногда интенсивно деформированных. Часть слоев отличается отчетливой градационной слоистостью, подчеркнутой постепенным переходом от грубого материала к тонкому – 140 м.

Этот разрез характеризуется резким преобладанием обломочного материала, слагающего тефротурбидиты псаммитовой размерности. Общая мощность ирендыкской формации в этой части разреза составляет 810 м.

Петрографический состав, характер взаимоотношения лавовых андезибазальтов и базальтов с тефротурбидитами различной размерности позволяют отметить некоторые особенности их строения. В низах разреза на южном склоне г. Киселевской преобладают пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые лавы базальтового и андезибазальтового состава. В них развиты прослойки тефротурбидитов преимущественно псаммитовой размерности, содержащие обломки кристаллов пироксена и в обломочной, и в цементирующей части, что придает породам порфиновый облик. В верхах разреза к северу от г. Киселевской преобладают осадочно-вулканогенные породы, среди которых плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые андезибазальты и базальты встречаются в виде редких единичных тел. Обломки кристаллов пироксена в тефротурбидитах составляют около 5–7 % объема породы. Наряду с потоками и силами андезибазальтов присутствуют дайки пироксеновых андезибазальтов, сходные по составу с породами, слагающими лавовые потоки. Тефротурбидиты обладают признаками, характерными для пород, образованных из турбидных суспензионных потоков: наличие ритмичных слоев с градационной слоистостью; отчетливо проявленные нижние контакты ритмов с плавным переходом к кремнистому материалу в верхних частях слоев; хорошая сортировка материала, особенно отчетливо выраженная в тонких разновидностях пород. Присутствие тонких слойков, сложенных преимущественно зернами пироксена, объясняется стремлением однородных частиц к объединению в процессе донного движения при постоянной скорости потока [4]. В тонких слойках тефротурбидитов часто встречаются мелкие сингенетические деформации с резкими извилистыми границами оползневого характера. Присутствие обломков кремнистых алевролитов, фиксирующих положение первичного слоя, свидетельствует об их образовании в результате разрушения кремнистых слойков, возникающих на склоне вулканической постройки при землетрясениях, сопровождающих вулканическую деятельность [2].

Наряду с выходами пород ирендыкской формации, представляющими фрагменты Ирендыкской островной дуги, севернее г. Киселевской и в районе г. Круглой обнажаются отдельные выходы базальтовых пород ка-

рамальташской формации. Это лавовые потоки, излившиеся в конце эйфеля-начале живета (D<sub>1-2</sub>) на дно задуговых бассейнов. Они местами перекрыты отложениями кремнисто-глинистых алевролитов и яшм.

В это же время начинается формирование Магнитогорской островной дуги, в основании которой находятся потоки базальтов с повышенным содержанием магния и кальция и пониженным количеством титана и калия.

В период от среднего до верхнего девона продолжается формирование Магнитогорской островной дуги. Вулканическая деятельность в этот период менее активна, отдельные проявления представлены извержениями лав андезибазальтового, андезитового и риолитового состава, часто сопровождаемые выбросами пирокластики. Формируются вулканогенные, вулканогенно-обломочные толщи улутауской формации.

Результаты детального геологического картирования, петрографического и петрохимического изучения пород в районе г. Миасс позволили выявить особенности проявления вулканической деятельности в девонское время и уточнить строение остоводужного комплекса, представляющего фрагмент Ирландской островной дуги.

#### Библиографический список

1. Зоненшайн, Л.П. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит / Л.П. Зоненшайн, В.Г. Кориневский, В.Г. Казьмин, О.Г. Сорохтин и др. // История развития Уральского палеоокеана. – М.: АН СССР, Институт океанологии им. П.П. Ширшова, 1984. – С. 3–56.
2. Кабанова, Л.Я. Раннекаменноугольные тефротурбидиты восточного склона Южного Урала / Л.Я. Кабанова // Древний вулканизм Южного Урала. – Свердловск, 1981. – С. 67–107.
3. Маслов, В.А. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала / В.А. Маслов, О.В. Артюшкова. – Уфа: Институт геологии Уфимский научный центр РАН, 2010. – 288 с.
4. Kuenen, Ph.H. Experimenta in connection with turbidity currents and clay suspensions. Colston Papers. – Univ. Bristol. London, 1965. – V. 17.

[К содержанию](#)