Номер 3

ISSN 0203-0306 Май - Июнь 2023



# ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru



# СОДЕРЖАНИЕ

-

\_

# Номер 3, 2023

Петрофизические и прочностные свойства экструзивных пород вулкана Безымянный, Камчатка	
В. М. Ладыгин, О. А. Гирина, Ю. В. Фролова	3
Трехмерное численное моделирование динамики лавы с использованием метода гидродинамики сглаженных частиц	
И. С. Стародубцев, Ю. В. Стародубцева, И. А. Цепелев, А. Т. Исмаил-Заде	21
История формирования плиоцен-четвертичных долинных лавовых рек северо-восточной части Джавахетского вулканического нагорья (Малый Кавказ)	
А. В. Парфенов, В. А. Лебедев, Г. Т. Вашакидзе, А. И. Якушев, Б. Д. Эдиберидзе	34
Модель новой периферийной близповерхностной магматической камеры Эльбрусского вулканического центра	
В. К. Милюков, А. В. Мясников	59
Ретроспективный прогноз места и интенсивности двух сильных коровых землетрясений в Иране и Индии	
В. Н. Морозов, А. И. Маневич, В. Н. Татаринов	69
Памяти Генриетты Евгеньевны Богоявленской	79

УДК 551.21+551.79(235.132)+552.313.1+552.323.4

# ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ И ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ЭКСТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ, КАМЧАТКА

© 2023 г. В. М. Ладыгин<sup>*a*</sup>, О. А. Гирина<sup>*b*, \*</sup>, Ю. В. Фролова<sup>*a*</sup>

<sup>а</sup>Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия \*e-mail: girina@kscnet.ru

Поступила в редакцию 09.12.2022 г. После доработки 23.01.2023 г. Принята к публикации 01.02.2023 г.

Впервые представлены результаты петрофизических исследований экструзивных пород вулкана Безымянный от дацитов до андезитов. Приведена сравнительная характеристика свойств пород экструзий согласно выделенным возрастным группам. Показана динамика изменения свойств пород экструзий в зависимости от их возраста: установлено, что чем древнее породы, тем выше показатели их плотностных, прочностных и упругих свойств. Проведено сопоставление петрофизических особенностей пород экструзивных куполов и лавовых потоков. Обоснована применимость петрофизических свойств для уточнения генезиса сходных по петрографическим характеристикам пород, в частности, экструзивного и эффузивного происхождения.

*Ключевые слова:* вулкан Безымянный, экструзивный купол, петрофизические свойства **DOI:** 10.31857/S0203030623700177, **EDN:** TSVJWT

#### введение

Под петрофизическими свойствами понимается комплекс физических и механических характеристик горной породы, которые определяются лабораторными методами на ее образцах, либо вычисляются. К ним относятся плотностные, водно-физические, акустические, тепловые, магнитные, электрические характеристики, а также прочностные и деформационные показатели. Последние традиционно называют физико-механическими (в инженерной геологии) или геомеханическими (в горных науках), однако по сути, они также являются физическими характеристиками, описывающими поведение горной породы в физическом поле механических напряжений [Грунтоведение, 2005]. Основными факторами, определяющими свойства горных пород, являются их химико-минеральный состав и строение (структура, текстура, пористость, трещиноватость). Очевидно, что петрофизические особенности вулканогенных пород зависят от термодинамических условий, в которых они были сформированы (условий плавления и кристаллизации магмы, ее состава) и последующих вторичных преобразований под влиянием различных геологических процессов. Таким образом, зная зависимости свойств от геологических факторов, можно решать и обратные задачи – использовать петрофизические показатели для реконструкции геологических условий формирования горных пород. Исследованиям петрофизических свойств пород Северной группы вулканов Камчатки посвящено достаточно много работ (например, [Ладыгин, Никитин, 1980; Козырев, 1990; Гирина, 1998; Ладыгин, Округин, 1998; Ладыгин и др., 2001, 2010, 2012, 2016, 2018, 2019; Ладыгин, Фролова, 2002, 2006; Ладыгин, 2014]).

Вулкан Безымянный, расположенный в центральной части Ключевской группы вулканов Камчатки (рис. 1), в настоящее время является одним из самых активных в мире. Пробуждение его в октябре 1955 г. после тысячелетнего молчания [Брайцева, Кирьянов, 1982], катастрофическое извержение 30 марта 1956 г. с выносом и перемещением более 3 км<sup>3</sup> материала [Горшков, 1957; Горшков, Богоявленская, 1965; Богоявленская, Кирсанов, 1981; Богоявленская и др., 1991] и продолжающийся до настоящего времени рост лавового купола в эксплозивном кратере (например, [Кирсанов и др., 1971; Кирсанов, 1979; Алидибиров и др., 1988; Гирина и др., 2020, 2022; Girina, 2013; Girina et al., 2020; Ozerov et al., 2020]), привлекают внимание к вулкану многочисленных исследователей.

Вулкан Безымянный отличается достаточно длительным периодом становления: Пра-Безы-



Рис. 1. Вулкан Безымянный: расположение на полуострове Камчатка (а) и вид с юго-востока, фото Ю.В. Демянчука 20 апреля 2022 г. (б).

мянный – 10–11 тыс. лет; собственно Безымянный – более 5.5 тыс. лет [Брайцева, Кирьянов, 1982; Брайцева и др., 1990; Богоявленская и др., 1991; Braitseva et al., 1995], во время которого сформировались различные фации магматических образований: экструзивные куполы, лавовые и пирокластические потоки. Состав их достаточно разнообразен – от дацитов до андезибазальтов, с различными порфировыми вкрапленниками (плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка, титаномагнетит, магнетит), разнообразными структурами основной массы (гиалопилитовая, интерсертальная, микролитовая и др.). В целом, все три фации вулкана развиваются синхронно и перемежаются друг с другом в пределах вулканической постройки и прилегающих территорий. При сравнении химического и минерального состава пород лавовых потоков и экструзивных куполов существенных различий не отмечается [Борисов, Борисова, 1974; Ладыгин и др., 2019]. Возможно, это связано с тем, что источником для них был единый магматический очаг, но условия выхода на поверхность лавы, длительность ее кристаллизации (то есть различные термодинамические и флюидные условия, при которых происходило остывание и кристаллизация расплава) обусловили различный структурно-текстурный облик породы, что привело к значительным различиям петрофизических свойств пород этих фаций.

Распространение образований трех фаций в районе вулкана неравномерно. Лавовые потоки располагаются на всех склонах постройки вулкана, а также бронируют купол Новый, выросший в эксплозивном кратере 1956 г. Экструзии сосредоточены в центральной и южной частях постройки вулкана, а также у его южного подножия. Их возраст варьируется в широких пределах: от более 11000 до 40 лет (купол Новый). Пирокластические потоки, формировавшиеся с 1956 г. до настоящего времени, в основном сосредоточены в долинах Восточная и Южная на юго-восточном склоне вулкана, но небольшое их количество отмечается на всех склонах и подножиях вулкана: во время эксплозивных извержений с подъемом вертикальных эруптивных колонн до 15 км над уровнем моря пирокластика обрушивалась на все склоны и подножия вулкана.

Петрофизические свойства лавовых потоков Безымянного детально описаны нами в статье [Ладыгин и др., 2012], настоящая работа посвящена характеристике его экструзивных образований.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторами статьи исследованы и опробованы 13 экструзивных куполов (рис. 2). Всего было отобрано 115 образцов, которые охватывали весь диапазон пород каждого из куполов, различающихся, в первую очередь, по величине плотности, т.к. она оказывает главное влияние на большинство петрофизических свойств, а также прочностные и деформационные характеристики.

Из каждого образца было подготовлено от 2 до 5 проб правильной геометрической формы в виде прямоугольных призм или цилиндров ( $h = d \sim -3-4$  см) для лабораторного изучения. Определялись или вычислялись следующие показатели петрофизических и прочностных свойств пород: плотность ( $\rho$ , г/см<sup>3</sup>), плотность твердой компоненты (минеральная плотность) ( $\rho_s$ , г/см<sup>3</sup>), общая пористость (n, %), величина водопоглощения (W, %), магнитная восприимчивость ( $\chi \times 10^{-3}$  ед. СИ) (каппаметр КТ-6), скорость распространения продольных волн в сухом ( $V_p$ , км/с) и в водонасыщенном ( $V_{p, B}$ , км/с) состояниях (метод ультразву-



Рис. 2. Экструзивные куполы в районе вулкана Безымянный на спутниковом снимке Aster от 24 февраля 2005 г. 1 – Гладкий, 2 – Правильный, 3 – Пестрые хребтики, 4 – Плотина, 5 – Ступенчатый, 6 – Двуглавый, 7 – Кулич, 8 – Экспедиция, 9 – Побочный, 10 – Лохматый, 11 – Погребенный, 12 – Высокий, 13 – Новый.

кового просвечивания, приборы ИПА-59, "Ультразвук"), прочность при одноосном сжатии в сухом ( $R_{cж}$ , МПа) и в водонасыщенном ( $R_{cж в}$ , МПа) состояниях и растяжении ( $R_p$ , МПа) (механические прессы ZDM-10, ПСУ-125). Все определения проводились по стандартным методикам, подробное описание которых приведено в работах [Фролова, 2015, Лабораторные ..., 2017].

Одновременно с определением свойств изучались структурно-минералогические особенности пород. Для всех образцов лав проведено описание шлифов с использованием оптических микроскопов "ПОЛАМ Л-213М" и "Olympus BX-41".

#### ЭКСТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ

В южной части вулкана Безымянный разными авторами насчитывается до 17 экструзивных куполов [Богоявленская, 1957, 1960; Горшков, Богоявленская, 1965; Ермаков, 1977; Брайцева и др., 1990; Almeev et al., 2013]. Наиболее выраженным образованием является цепочка из четырех слившихся экструзивных куполов, перегораживающих стыкующиеся долины рек Ключ Тудровый и Студеная, под общим названием Плотина, которое дал ей С.А. Конради в 1909 г. [1911]. В дальнейшем это название закрепилось за тремя экструзиями к югу от перевала Безымянный. Экструзия к северу от Плотины получила название Седло, но затем часть его была названа куполом Ступенчатый, а другая часть — куполом Правильный [Горшков, Богоявленская, 1965]. Исследователи по разному оценивали возраст и принадлежность экструзий вулкану Безымянный, но были единодушны в утверждении, что экструзии Плотины являются одними из наиболее древних в этом районе [Заварицкий, 1955; Пийп, 1956; Богоявленская, 1957, 1960; Ермаков, 1977]. Эту экструзию считали как самостоятельной, выжатой по трещине между вулканами Безымянный и Зимина [Конради, 1911; Тимербаева, 1967; Ермаков, 1977], так и латеральной, принадлежащей Безымянному [Пийп, 1956; Горшков, Богоявленская, 1965].

Согласно тефрохронологическим данным [Брайцева и др., 1990], наиболее древними (вторая половина верхнего плейстоцена) являются экструзивные куполы Гладкий, Правильный и Пестрые хребтики (Расчлененный), сложенные лацитами. Несколько позднее, во время II фазы оледенения, образовались при подледных излияниях куполы типа тюйя: Плотина, Ступенчатый, Двуглавый и Кулич, состав которых соответствует роговообманковым и пироксеновым андезитам. Все они сформировались ранее вулкана Пра-Безымянный (ранее 11000 лет назад). В промежутке 3300-5500 лет назад одновременно с формированием стратовулкана Безымянный росли экструзивные куполы Экспедиция и Побочный. Купол Лохматый образовался в промежутке 1000-1350 лет назад. Кроме указанных, существуют недатированные куполы: Высокий и Погребенный, расположенные в верхней части современного стратовулкана Безымянный. Самый молодой купол Новый формируется в кратере вулкана с апреля 1956 г. до настоящего времени [Горшков, Богоявленская, 1965; Брайцева и др., 1990; Гирина и др., 2022; Girina, 2013].

Среди экструзий В.А. Ермаков [1977] считает наиболее древним южный купол Плотины, названный им Кулиса. Он выделяет однофазные (Кулиса, Кулич) и двухфазные (Ступенчатый, Двуглавый) куполы. У последних первичная столообразная поверхность обычно деформирована последующим внедрением более вязких и более кислых обелисков. Типичным обелиском подобного рода по его представлениям является купол Правильный, к обелиску также относится трещинный купол Побочный, структурно связанный с куполом Двуглавый. Он считает также, что латеральными экструзиями являются наиболее молодые куполы, образовавшиеся одновременно с Безымянным: Экспедиция, Лохматый, Погребенный и Высокий.

При разделении экструзий на группы, разные авторы использовали различные принципы. Г.Е. Богоявленская [1957] выделила три группы куполов, используя различия слагающих их пород, например: Гладкий и Правильный сложены дацитами; Лохматый, Экспедиция и Побочный роговообманковыми андезитами с большим количеством гомеогенных включений самых разных размеров; Двуглавый и Ступенчатый – пироксеновыми андезитами. А.Ю. Озеров с соавторами [1997] разделили их на две группы по возрасту: до образования вулкана Безымянный (15-20 тыс. лет назад) и появившихся синхронно с его формированием (5–5.5 тыс. лет назад). В первую группу вошли куполы Гладкий, Правильный, Пестрые хребтики, Плотина, Ступенчатый, Двуглавый, Разлатый, Кулич, во вторую группу – Лохматый, Экспедиция, Треугольный зуб, Экструзивный гребень (Погребенный).

В этой работе мы рассматриваем особенности пород экструзивных куполов, разделив их на четыре группы. Первые три группы объединяют куполы по возрасту согласно работе [Брайцева и др., 1990]. В четвертую группу мы включили куполы, расположенные на постройке стратовулкана Безымянный (Лохматый, Высокий, Погребенный) и внутри него (купол Новый). Краткое описание морфологии куполов дано по работам [Богоявленская, 1957, 1960; Горшков, Богоявленская, 1965; Ермаков, 1977; Кирсанов, 1979]. Петрографическое описание пород выполнено авторами статьи.

К первой группе относятся наиболее древние куполы Гладкий, Правильный и Пестрые хребтики, образовавшиеся до появления вулкана ПраБезымянный (ранее 11 тыс. лет назад) [Брайцева и др., 1990].

Куполы Гладкий и Правильный – конусообразные холмы вязкой лавы, сильно сглаженные эрозией, находятся на высоте 1650 м. Вершины их сложены россыпью глыб с характерной тонкой плитчатой отдельностью толщиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Лавы светло-серого и светло-розового цвета, плотные, по составу относятся к роговообманковым дацитам. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет для купола Гладкий 64.63% (3 образца), для купола Правильный 65.46% (5 образцов) [Брайцева и др., 1990; Almeev et al., 2013]. Лавы имеют пористую текстуру, порфировую структуру с интерсертальной структурой основной массы. На Правильном очень редко наблюдались также лавы с гиалопилитово-интерсертальной и гиалопилитовой структурой основной массы. Породы купола Правильный содержит порядка 40-60% порфировых вкрапленников, лавы Гладкого – до 20–35%. По составу вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой, иногда в лавах Правильного отмечается только плагиоклаз. Основная масса пород состоит из вулканического стекла и минералов плагиоклаза, роговой обманки и титаномагнетита; в некоторых образцах роговая обманка не отмечается. Для Гладкого из рудных минералов характерен титаномагнетит (до 10%), для Правильного, кроме него, также ильменит и магнетит (до 10%).

Купол Пестрые хребтики (Расчлененный) находится у южного подножия постройки вулкана Безымянный, он частично перекрыт породами купола Лохматый. Лавы купола по составу относятся к дацитам. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет 67.28% (9 образцов) [Брайцева и др., 1990; Almeev et al., 2013]. Текстура породы пористая, структура лавы – порфировая, основной массы – интерсертальная. Количество вкрапленников в лавах составляет в среднем 10%. Состав вкрапленников представлен преимущественно роговой обманкой и плагиоклазом, крайне редко - только плагиоклазом. Изредка отмечается замещение роговой обманки магнетитом. Основная масса лав состоит из стекла, плагиоклаза и рудных минералов, встречается роговая обманка. Рудные минералы представлены титаномагнетитом (~3–5%) и магнетитом, в присутствии последнего содержание рудных минералов возрастает до 10%.

Ко второй группе относятся куполы моложе древних (типа тюйя): Плотина, Ступенчатый, Двуглавый и Кулич [Брайцева и др., 1990].

<u>Купол Плотина</u> состоит из трех слившихся вместе крупных экструзивных куполов, вытянутых в широтном направлении. Нижние части склонов купола примерно на две трети покрыты осыпью, выше обнажается монолитная экструзивная лава с вертикальной столбчатой отдельностью, местами переходящей в крупноглыбовую. Западный склон купола ограничен субвертикальными дайками со столбчатой отдельностью пород. Лавы купола представлены темно-серым роговообманковым и пироксеновым андезитом. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет 56.84% (15 образцов) [Ермаков, 1977; Almeev et al., 2013].

Текстура пород купола Плотина пористая. структура лавы – порфировая, основной массы – интерсертально-гиалопилитовая, изредка интерсертально-долеритовая, интерсертальная и гиалопилитовая. Количество вкрапленников в породах варьируется от 1 до 70% (в среднем 30-40%). Состав вкрапленников в разных образцах лав представлен роговой обманкой и плагиоклазом; пироксеном и плагиоклазом; редко роговой обманкой, пироксеном и плагиоклазом; иногда только плагиоклазом; или только пироксеном. К ассоциации основной массы (стекло, плагиоклаз, роговая обманка, титаномагнетит) порой добавляется пироксен, или он присутствует вместо роговой обманки. Содержание титаномагнетита варьируется от 1 до 10% (в среднем 6%), редко встречается магнетит.

Купол Ступенчатый расположен на южном склоне вулкана на высоте 1450-1500 м. Относительная высота купола 250 м. Ступенчатый имеет обрывистую высокую стенку северного склона, увенчанного монолитом. От монолита на юг ярусами, окаймляя вершину, спускаются лавовые языки, но никаких следов первичной полосчатости или структур течения лав не отмечается. Купол сложен темно-серыми двупироксеновыми андезитами. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет 57.47% (6 образцов) [Брайцева и др., 1990; Almeev et al., 2013]. Породы представляют собой плотные лавы с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и роговой обманки (до 27%). Структура породы серийно-порфировая, редко афировая; с гиалопилитинтерсертальной, иногда долеритовой, интерсертально-долеритовой или интерсертальной структурами основной массы. Во вкрапленниках – плагиоклаз размером до 1.5-2 мм; пироксен моноклинный (редкие одиночные кристаллы размером до 0.1-0.5 мм) и ромбический (размером до 0.2-0.3 мм, с содержанием FeSiO<sub>3</sub> от 30 до 35%); титаномагнетит (до 20%); очень редко роговая обманка размером до 1-1.5 мм. Основная масса лав состоит из стекла, плагиоклаза и пироксена, изредка роговой обманки и титаномагнетита.

<u>Купол Двуглавый</u> расположен на юго-западном склоне вулкана на высоте 1700 м. Купол вытянут в широтном направлении, в плане он имеет форму эллипса, суживающегося в своей западной части. Относительная высота его 250 м. Северный склон Двуглавого разрушен эрозией и постепенно переходит в склон вулкана, остальные его склоны крутые. Вершина купола состоит из двух холмов, разделенных небольшой впадиной. Его южный и восточный склоны хорошо обнажены, на вершине и на других его склонах лава в коренном залегании встречается лишь в двух-трех обнажениях. Структура течения лавы выражена слабо. Слоистость подчеркивается плитчатой отдельностью: она тонкая, толщиной от нескольких миллиметров до 4-5 см. Купол сложен преимущественно темно-серыми плотными пироксеновыми андезитами. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет 60.56% (3 образца) [Брайцева и др., 1990; Almeev et al., 2013]. Структура породы в основном афировая, редко порфировая: наблюдаются вкрапленники плагиоклаза (размером не более 0.2-0.3 см) с небольшим количеством пироксена; только плагиоклаза, изредка встречаются мелкие кристаллы роговой обманки. Структура основной массы – интерсертальная. Состав основной массы лав представлен стеклом, плагиоклазом, пироксеном, рудными минералами и иногда роговой обманкой в дополнение к этой ассоциации или вместо пироксена. Титаномагнетита содержится 1-2%, но в разностях, где появляется магнетит, содержание рудных минералов достигает ~10%.

<u>Купол Кулич</u> находится на отроге вулкана Камень у западного подножия вулкана Безымянный. Породы купола — преимущественно роговообманковые андезиты с долей пироксеновых. Содержание SiO<sub>2</sub> составляет 57.86% [Брайцева и др., 1990]. Текстуры пород пористые, структуры порфировые с интерсертальной и редко интерсертально-долеритовой структурой основной массы. Количество вкрапленников варьируется от 5 до 70%, вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, пироксеном и рудными минералами (титаномагнетитом и магнетитом в концентрации от 0 до 30%, в среднем 10%).

К третьей группе относятся куполы Экспедиция и Побочный возрастом 3300–5500 лет [Брайцева и др., 1990]. Они имеют холмистые, увенчанные монолитами, обелисками и остроконечными гребнями вершины и крутые склоны, большая часть которых покрыта осыпями глыб всевозможных размеров, представляющих собой агломератовые мантии куполов. Лавы представлены роговообманковыми андезитами. Во вкрапленниках преобладает угольно-черная роговая обманка со стеклянным блеском, образующая вытянутые кристаллы размером от долей миллиметров до 2 см; также содержатся вкрапленники плагиоклаза размером до 0.5 см.

<u>Купол Экспедиция</u> расположен на южном склоне вулкана, на высоте 1450 м. Относительная высота его 280 м. Купол вытянут в широтном направлении, вершина его увенчана монолитными глыбами, обелисками, остроконечными гребнями, склоны большей частью покрыты осыпями. Купол сложен серыми роговообманковыми андезитами, насыщенными гомеогенными включениями. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет 61.05% (3 образца) [Брайцева и др., 1990; Almeev et al., 2013]. Текстура пород экструзии пористая, структура порфировая, структуры основной массы лав – гиалопилитовая и интерсертальная. Количество вкрапленников в породах варьируется от 5 до 80% (в среднем 25-30%). Вкрапленники представлены преимущественно роговой обманкой и плагиоклазом, иногда к ним добавляется пироксен или он присутствует вместо роговой обманки. К основной массе породы (стекло, плагиоклаз, роговая обманка, титаномагнетит) также изредка добавляется пироксен или он существует вместо роговой обманки. Содержание титаномагнетита варьируется от 3 до 8% (в среднем 5%).

Размер гомеогенных включений в обелисках нижних частей купола достигает 20 см, очень редко 40 см, средний их размер 2–5 см, частота встречаемости: 5–6 включений на 1 м<sup>2</sup>. Включения имеют овальную форму, как правило, сложены теми же минералами, что и вмещающие их породы, но содержат большее количество роговой обманки и других темноцветных минералов, что делает их более основными по химическому составу. На вершине купола гомеогенные включения в лавах не отмечаются [Горшков, Богоявленская, 1965].

Купол Побочный на высоте 1800 м представляет собой вытянутый в широтном направлении треугольный холм вязкой лавы с вершиной, увенчанной обелисками и монолитами. Породы купола сложены серыми роговообманковыми андезитами, их особенностью является полосчатость, выраженная в чередовании серого и розового андезита одинакового состава, ширина полос варьируется от 1.5 до 5 см. Содержание SiO<sub>2</sub> составляет 61.49% [Горшков, Богоявленская, 1965]. Текстура пород экструзии пористая, структура порфировая, структура основной массы — гиалопилитовая, редко интерсертальная. Во вкрапленниках отмечаются роговая обманка и плагиоклаз (от 5 до 35%). Состав основной массы лав представлен стеклом, плагиоклазом, роговой обманкой, рудными минералами (магнетит и титаномагнетит до 3-10%), изредка роговой обманки не отмечается.

К четвертой группе относятся самые молодые куполы, связанные с ростом вулкана Безымянный (расположены внутри и на его постройке): Лохматый, Погребенный, Высокий и Новый.

<u>Купол Лохматый</u> находится на южном склоне вулкана на высоте 1800 м. Относительная его высота — 250 м, возраст — 1000—1350 лет [Брайцева и др., 1990]. По морфологии и петрографическому составу пород он близок куполу Экспедиция. Лохматый сложен серыми роговообманковыми андезитами, содержащими большое количество гомеогенных включений. Среднее содержание  $SiO_2$  составляет 62.19% (7 образцов) [Брайцева и др., 1990; Иванов, 2008; Аlmeev et al., 2013]. Структура породы порфировая, иногда афировая; с интерсертальной, очень редко гиалопилит-интерсертальной структурой основной массы. Количество вкрапленников в разных образцах лавы варьируется от 15 до 50%, составляя в среднем 30%. Вкрапленники представлены роговой обманкой и плагиоклазом, в составе основной массы лав отмечаются стекло, плагиоклаз, роговая обманка, рудные минералы (магнетит и титаномагнетит содержанием от 1 до 50%).

<u>Купол Погребенный</u> (Экструзивный гребень) расположен в средней части постройки вулкана на его западно-юго-западном склоне. Породы купола –преимущественно пироксеновые андезиты. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет 60.83% (2 образца) [Брайцева и др., 1990; Almeev et al., 2013]. Текстура пород пористая, структура лавы порфиробластовая, а основной массы – гиалопилитовая. Количество вкрапленников ~55%, они представлены пироксеном и плагиоклазом, иногда в ассоциации с роговой обманкой. В основной массе лав содержится стекло, плагиоклаз, пироксен (изредка пироксен отсутствует), рудные минералы (преимущественно титаномагнетит, но иногда с магнетитом, содержание их <5%).

<u>Купол Высокий</u> находится восточнее и гипсометрически немного выше Погребенного. Сложен купол роговообманковыми андезитами. Содержание SiO<sub>2</sub> составляет 63.22% [Иванов, 2008]. Текстура лав пористая, структура породы порфировая, изредка афировая; структура основной массы — гиалопилитовая и интерсертальная. Количество вкрапленников варьируется от 1% до 30%, они представлены плагиоклазом и роговой обманкой. В основной массе лав содержится стекло, плагиоклаз, роговая обманка и рудные минералы, представленные в основном магнетитом, изредка также титаномагнетитом (до 3%).

Купол Новый формируется в эксплозивном кратере, образовавшемся в постройке вулкана Безымянный во время катастрофического извержения 30 марта 1956 г. Породы купола – преимущественно пироксеновые андезиты с долей роговообманковых, содержашие гомеогенные включения. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> составляет 59.01% (10 образцов) [Горшков, Богоявленская, 1965; Брайцева и др., 1990; Иванов, 2008]. Текстура лав пористая, структура порфировая, структура основной массы – гиалопилитовая. Вкрапленники в лавах представлены в основном пироксеном и плагиоклазом, иногда роговой обманкой. Их количество меняется от 20 до 70% (в среднем 50%). Основная масса лав состоит из стекла, плагиоклаза, пироксена и рудных минералов, редко с примесью роговой обманки. Рудные минералы представлены



**Рис. 3.** Вариации химического состава пород экструзий вулкана Безымянный (с использованием материалов [Горшков, Богоявленская, 1965; Ермаков, 1977; Брайцева и др., 1990; Иванов, 2008; Almeev et al., 2013]). Содержание петрогенных оксидов пересчитаны на безводную основу.

титаномагнетитом и магнетитом, общее их содержание варьируется от 5 до 30%.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЭКСТРУЗИЙ

По химическому составу лавы всех куполов относятся к породам умеренной щелочности. Содержание в них кремнекислоты варьируется от 52.67 (Плотина) до 68.03% (Пестрые хребтики), тогда как в породах, например, купола Новый диапазон ее изменения достаточно узок: от 57.85 до 60.11% (рис. 3).

Дацитовые лавы самых древних куполов содержат наименьшее количество оксида магния (от 0.87 до 1.24%) и суммарного (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) оксида железа (от 3.19 до 4.33%). Наибольшие количества оксида магния и оксида железа отмечаются в породах куполов Плотина (3.85 и 9.71% соответственно) и Ступенчатый (3.65 и 8.25% соответственно), что обусловлено повышенным содержанием в их составе темноцветных и рудных минералов. Зависимости содержаний MgO–CaO, MgO–SiO<sub>2</sub> и SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O наиболее четко выражены для лав более молодых куполов (3 и 4 группы) (см. рис. 3).

Текстуры всех лав рассматриваемых нами экструзий вулкана Безымянный – пористые. Структуры пород всех экструзий в целом – порфировые, исключение составляют куполы Двуглавый, Ступенчатый и Высокий, которые иногда (Двуглавый и Ступенчатый преимущественно) имеют также афировые структуры. Структуры основной массы пород различны не только у разных куполов, но и в пределах одной экструзии. Из 13 рассматриваемых экструзий, шесть имеют преимущественно интерсертальную структуру основной массы лав, четыре – гиалопилитовую, остальные – гиалопилит-интерсертальную. Для пород наиболее древних куполов характерна интерсертальная структура основной массы, в лавах купола Правильный очень редко наблюдается также гиалопилит-интерсертальная и гиалопилитовая. Для куполов типа тюйя, расположенных у подножия вулкана, структуры основной массы пород представлены вариациями от гиалопилитовой до интерсертально-долеритовой, со всеми переходными разностями; для пород самых молодых куполов, расположенных внутри постройки и на склонах вулкана – гиалопилитовая, интерсертальная и иногда гиалопилит-интерсертальная и афировая. При сравнении андезитов с гиалопилитовой и интерсертальной структурами значительных различий между ними не выявлено, однако можно отметить тенденцию снижения степени раскристаллизованности (увеличения количества стекла) основной массы пород от древних к более молодым экструзиям.

По составу вкрапленников отмечается следующая закономерность: породы древних куполов (первая группа) в качестве вкрапленников содержат плагиоклаз и роговую обманку, в лавах менее древних куполов (вторая группа) она присутствует также, но не постоянно, вместо нее или в ассоциации с ней появляется пироксен. Например, в породах куполов Двуглавый и Ступенчатый (вторая группа) чаще присутствует пироксен, но иногда и роговая обманка, однако нередко наблюдаются и афировые структуры пород. Лавы Плотины и Экспедиции имеют смешанный состав вкрапленников, но чаще это все-таки плагиоклаз и роговая обманка, иногда с пироксеном; изредка в качестве вкрапленников содержится только плагиоклаз или только пироксен. Вкрапленники лав купола Новый представлены преимущественно плагиоклазом и пироксеном, но отмечается и роговая обманка.

Рудных минералов в лавах древних экструзий содержится ~5–10%, представлены они титаномагнетитом; в породах средневозрастных экструзий их 3–6% (также титаномагнетит), иногда до 20% (в разностях, где появляется магнетит). В лавах молодых экструзий титаномагнетита содержится первые проценты, но в разностях, где появляется магнетит, содержание рудных минералов иногда достигает 30%. В некотором приближении можно отметить снижение содержания в лавах титаномагнетита и увеличение концентрации магнетита от более древних к молодым куполам.

Что касается минерального набора основной массы пород, то в лавах всех куполов неизменно присутствуют вулканическое стекло, плагиоклаз и рудные минералы, которые "разбавляются" роговой обманкой и/или пироксеном в разных соотношениях. Породы первой группы содержат роговую обманку; второй группы — роговую обманку и пироксен в разных комбинациях; третьей — роговую обманку, четвертой — пироксен и редко роговую обманку, иногда без пироксена. По рудным минералам можно отметить слабую тенденцию к накоплению их в матрице породы по мере омоложения экструзивных куполов, потому что в первой группе пород их содержание колеблется от 2 до 10%, во второй от 0 до 30%, в третьей — от 3 до 10%, в четвертой — до 30%.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод, что породы экструзий в основном различаются по составу и количеству порфировых вкрапленников и концентрациям магнетита и титаномагнетита.

#### ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ И ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД ЭКСТРУЗИВНЫХ КУПОЛОВ

Для пород, слагающих экструзивные куполы вулкана Безымянный, характерен широкий разброс значений петрофизических свойств в зависимости от пористости и структурно-минералогических особенностей. Если анализировать средние значения показателей свойств, то породы являются плотными ( $\rho = 2.22 \text{ г/см}^3$ ; 114 образцов), среднепористыми (n = 19%; 47 образцов); прочными ( $R_{\rm сж c} = 84$  МПа,  $R_{\rm сж B} = 69$  МПа; 114 и 77 образцов соответственно). При этом для них характерны относительно невысокие значения скоростей распространения упругих волн ( $V_{\rm p} =$ = 2.79 км/с,  $V_{\rm p B} = 3.58$  км/с; 113 и 98 образцов соответственно) (табл. 1).

Изменение <u>плотности</u> отмечается в пределах от 1.74 до 2.47 г/см<sup>3</sup> для андезитов с интерсертальной структурой (куполы Экспедиция и Плотина соответственно), и от 1.74 до 2.68 г/см<sup>3</sup> – с гиалопилитовой (куполы Побочный и Плотина соответственно).

<u>Пористость</u> лав изменяется от 12.7% для андезитов с гиалопилитовой структурой (купол Новый) и до 28.5% для лав с долеритовой структурой (купол Ступенчатый). В целом, с увеличением пористости, плотность пород закономерно снижается.

Величина водопоглощения варьируется от 1.3 до 12.4% для андезитов с интерсертальной структурой (куполы Правильный и Экспедиция соответственно) и от 1.9 до 13% с гиалопилитовой (куполы Новый и Экспедиция соответственно). Отчетливо выражена зависимость водопоглощения от плотности (рис. 4а). С увеличением плотности пород снижается их пористость, соответственно, и водопоглощение.

<u>Скорость продольных волн</u> в андезитах с интерсертальной структурой изменяется в пределах от 1.6 до 4.2 км/с (куполы Лохматый и Правильный соответственно), с гиалопилитовой – от 1.8

№ образца	ρ, г/см <sup>3</sup>	$ ho_s$ , г/см $^3$	n, %	W, %	<i>V</i> <sub>р</sub> , км/с	<i>V</i> <sub>рв</sub> , км/с	$R_{\rm cжc},$ МПа	<i>R</i> <sub>сж в</sub> , МПа	<i>R</i> <sub>p</sub> , МПа	$\chi \times 10^{-3}  \mathrm{CH}$
			Куп	ол Глади	кий (рогов	ообманков	вые дациты)			
Б-10а	2.29	2.76	17	3.1	2.5	3	113	103	9.7	2
Б-10г	2.3	2.76	16.7	4	2.4	3.05	108	97	6.9	7.8
Б-10б	2.2	2.76	20.3	4.7	3.15	3.55	86		10.8	8.8
Б-10в	2.22	2.76	19.6	5.1	2.3	2.85	92		7.3	20.1
Б-10д	2.15	2.76	22.1	5.4	2.45	3.35	87	87	6.5	18
			Купол	Правил	ьный (рог	овообмани	ковые дацит	ы)		
Б-5а	2.35	2.76	14.9	1.3	4.2	4.7	179		23	34
Б-5б	2.33	2.76	15.6	2.5	2.6	3.4	130	87	9	20.4
Б-5е	2.32	2.76	15.9	3.3	2.6	3.25	130	130	11.6	13.6
Б-5в	2.22	2.76	19.6	4	2.95	3.45	127		11.5	24.8
Б-5д	2.22	2.76	19.6	4.9	2.3	3.05	94		12.2	5.4
Б-5г	2.29	2.76	17	4.1	2.55	3.2	115	115	9	0.7
Б-5а	2.35	2.76	14.9	1.3	4.2	4.7	179		23	34
				Купол 1	Пестрые хр	ребтики (д	ациты)			
6 ж	2.26	2.76	18.1	4	2.6	2.7	66	48		20.4
Б-20а	2.28	2.68	14.9	4.2	2.4	3	101	81	6.6	23.8
Б-20б	2.23	2.72	18	4	2.4	2.9	92	47	4.8	13.6
Б-20г	2.32	2.72	14.7	2.7	2.65	3.4	122	105	12	26.9
Б-20в	2.4	2.72	11.8	2.1	3.8	4.1	139	125		28.9
Б-20ж	2.27	2.72	16.5	4.6	2.75	2.95	100	93	7.1	27.2
Б-20д	2.26	2.72	16.9	3.2	2.75	3.3	122	66	12	1.7
Б-20з	2.32	2.72	14.7	3.7	2.75	2.75	98		6.3	3.1
Б-20е	2.34	2.72	14	3.2	2.5	2.9	108	108	6.9	3.1
		Купол	п Плоти	на (рого	вообманкс	вые и пир	оксеновые а	андезиты)		
Б-37а	1.94			9.6	3.1	3.25	22		3.3	28.2
Б-37б	2.2			5.4	3.35	3.75	52	48		30.6
Б-37б	2.03			8.2	3.15	3.35	45	30		
Б-37в	2.28			4.8	2.3	3.5	100	87		41.8
Б-37г	2.31			4.6	3.1	3.5	72		7.3	37.4
Б-37д	2.34			4.1	3.6	3.85	68	68		40.8
Б-37к	2.09			8.1	3.7	4.05	61	26		20.4
Б-37н	2.32			4	3.45	3.9	91	84		45.2
Б-37п	2.41			3.1	3.3	4.05	115	105	9.5	19.4
Б-37р	2.45				4.15		103			11.6
Б-37т	2.27			3.5	3.55	3.95	50	37		38.4
Б-37ю	2.37			2.8	3.2	4.1	93	72	8.2	40.5
Б-37л	2.28			4	3.6	4.25	72	50		31.3
Б-37м	2.28			3.9	3.6	4.3	89	44	8.5	31.6
Б-37с	2.34			2.1	3.75	4.25	64		6.8	45.2
Б-37з	2.68			0.6	4.05	5.3	238			19
Б-37и	2.36			3.1	2.75	4.2	79	70	3.4	45.2
Б-37о	2.29				3.4		79			36
Б-37ч	2.47				3.2		76			
Б-37у	2.46			1.9	3.05	4.2	133		8	40.5
Б-37ф	2.42			2.1	3.4	4.4	142	123	9.6	34
Б-37х	2.47				3.2		76			

Таблица 1. Петрофизические и прочностные свойства экструзивных пород вулкана Безымянный

### Таблица 1. Продолжение

№ образца	ρ, г/см <sup>3</sup>	$ ho_s$ , г/см $^3$	n, %	W, %	<i>V</i> <sub>р</sub> , км/с	<i>V</i> <sub>р в</sub> , км/с	$R_{\rm cжc}$ , МПа	<i>R</i> <sub>сж в</sub> , МПа	<i>R</i> <sub>p</sub> , МПа	$\chi \times 10^{-3}  \mathrm{CH}$
			Куп	ол Двугла	авый (пир	оксеновы	е андезиты)			
Б-26а	2.32		14.1	2.9	2.75	3.7	102	102	11.2	20.4
Б-26в	2.31		14.4	3	3.5	3.8	117	97	10.6	8.2
Б-26б	2.36		12.6		3.5		140		12.6	31.6
Б-26г	2.33		13.7		3.4		142		16.9	16
Б-26д	2.25	2.7	16.7	4.2	3.05	3.6	100		12.1	17
Б-26е	2.17		19.6		3.4		84			13.9
Купол Ступенчатый (двупироксеновые андезиты)										
Б-3а	2.24			4.4	3.1	4.15	99	85	8.9	27
Б-3б	2.19			5	3	4	89	56	8.3	22.8
Б-3в	1.99			11.7	2.7	3.7	59	58	6	24.8
Б-3г	2.01	2.81	28.5	9.1	2.9	3.85	45	32	4.4	21.1
Б-3д	1.86			13.1	3.7	3.9	33	21	4.9	22.8
Б-3л	2.19			4.6	3.85	4.4	99	70	10.3	27.2
Б-3м	2.2			6.9	3.7	4.15	61	58	8.7	24.8
Б-3е	2.29			2.4	3.35	4.35	100		9.5	27.2
Б-3з	1.85			15.9	2.85	3.25	38	26	3.9	22.8
Б-3и	2.14			5	3.35	4.1	60		8	22.8
Б-3к	2.2			6.7	3.6	4.25	64	59	9.9	24.8
Б-3ж	2.22			4.1	3.5	4.2	101	90	5	18.4
Б-3н	2.03			9.9	3.35	3.75	42	27	6.8	27.2
Б-30	2.21			6.9	3	3.95	77	73	6.5	26.2
Б-3р	2.2	IZ I	7	5.3	3	4.05	74	55	5.3	29.6
Γ 9-	2 75	Купол I	Кулич (р		ианковые	андезиты	с долеи пир	оксеновых)	17	10
D-0a	2.75			1	2.8	4.1	202	213	1/	10
1a 16	2.57			2.8	5.1 2.5	3.3 2	107	03	1.5	57.8 10.4
10 1p	2.21			5.2 4 7	2.5	3	65	51	17	19.4
IB IB	2.20			4.7	2.4	3	102	02	1/	1/./ 50 0
D-80 5 8p	2.39			2.9	2.0	5.4 4 1	102	93 124	10	30.0 24.8
D-0B	2.49			1.0	3.1	4.1	117	124	12	24.8 54 1
Б-8л	2.49			5.7	2.8	3.6	69	62	10	18
Ъ-од	2.13		Купол (	– <i>3.7</i> Экспелиі	2.0 1ия (рогоі	5.0 Зообманко	вые анлезит	ты)	10	10
5a	1.91		29	9.5	2.35	3.2	35	35	2.3	3.4
56	2.24		16.7	7.5	1.7	2.45	67	54	3.8	34
Б-4а	1.95		27.5	8	2.3	3.35	46	38	4.3	30.6
Б-4г	2.15	2.69	20.1	4	2.35	3.6	87	80		6.8
Б-4г	2.05	2.69	23.8	7	2.15	3.5	45			6.8
Б-4д	2.45	2.75	10.9	2.8	1.7	2.9	126	90	6.6	23.8
Б-4д	1.77	2.75	35.6	13	2.1	3.1	22	15	3.3	
Б-4ж	1.92		28.6	8.7	1.95	3.4	36	29		30.6
Б-4б	1.74		35.3	12.4	2.25	2.75	19	12		27.2
Б-4В	2.17		19.3		3.1		84		7.5	23.8
Б-4е	2.48		7.8	2.3	2.2	3	100	75		27.2
Б-4з	2.16		19.7	4.7	2.7	3.75	63	50	5.5	13.6
I		ı 1	Купол	Побочни	ый (рогов	ообманков	вые андезит	ы)	I	I
63	2.32			5	2.5	3.1	123	92	7.8	29.6
6и	1.97			6.9	2.55	3.8	80	45	6.6	24.5
6к	2.3			4.4	1.4		60	49		9.5
Б-12а	1.94			6.7	3.6	4.3	73	69	8.3	27.2
Б-12в	1.83			10.5	2.5	3.7	41	26		7.8
Б-12в	1.74			11.1	2.45	3.7	23		5.5	
Б-12б	1.85			9.8	3.3	3.95	49	29	4.2	24.5

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023

№ образца	ρ, г/см <sup>3</sup>	$ ho_s$ , г/см $^3$	n, %	W, %	<i>V</i> <sub>р</sub> , км/с	<i>V</i> <sub>р в</sub> , км/с	<i>R</i> <sub>сж с</sub> , МПа	<i>R</i> <sub>сж в</sub> , МПа	<i>R</i> <sub>p</sub> , МПа	$\chi \times 10^{-3}  \mathrm{CH}$	
	I		Купол	Лохмать	ій (рогово	обманковн	ые андезить	I)			
6-д	2.07			6.9	1.7		45	19	3.6	5.8	
6-e	1.97			7.6	1.6		39		3.3	11.9	
Б-21г	2.17			2.9	2.55	3.7	68	57	3.6	10.9	
Б-21д	1.97			6.2	2	2.85	38	28	2.1	8.5	
Б-21в	2.02	2.61	22.6	5.7	2.4	3.7	40		3.1	19	
6г	1.94	2.82	31.2	10.2	2	2.8	29			30.6	
Б-21а	2.28	2.63	13.3	2.4	2.8	4.3	100		6.6	37.4	
Б-21б	1.89			8.2	2.05	2.65	40	25	4.4	22.8	
	Купол Погребенный (пироксеновые андезиты)										
Б-24а	2.3				1.95		50			38.4	
Б-24а	2.23				1.9		40		3.2	38.4	
Б-24г	2.19				2.05	2.45	43	43	3.5	35.4	
Б-24б	2.37				2.5		105			34	
Б-24б	2.32						47			34	
Б-24в	2.25			2.7	2.6	4.25	84	37	4.9	29.6	
			Купол	1 Высоки	й (роговос	обманковь	е андезиты	)			
Б-23е	2.31			3.7	3.2	4.05	110	100	7.1	36	
Б-23д	2.27	2.66	14.7	3.5	2.1	2.6	77	77	4.5	5.4	
Б-23ж	1.68	2.66	36.8		2.05		10			22.8	
	1	Купол І	Новый (п	ироксен	овые анде:	зиты с дол	ей роговооб	бманковых)		1	
831011-12	2.4	2.75	12.7	2.3	1.8	2.4	102	100		29.2	
831011-12	2.37			2.8	1.8	3.25	100		7	35.7	
831011-13	2.41	2.76	12.7	1.9	2.15	3.3	77	72		7.1	
Б-38б	2.36			3.3	1.8	3.4	79			6.8	
Б-38б	2.26			4.7	1.65	2.55	60	51		6.8	
Б-38а	2.48			2.5	1.95	3.4	111	83		17	

Таблица 1. Окончание

Примечание. Названия и обозначения показателей свойств пород приведены в тексте статьи.

до 4.0 км/с (куполы Новый и Плотина соответственно). Нужно отметить, что величины этого параметра для андезитов являются небольшими. Зависимость скорости продольных волн пород от их плотности выражена слабо, однако следует отметить преимущественно более высокие значения  $V_p$  для лав более древних куполов по сравнению с молодыми (см. рис. 4б).

<u>Прочность при одноосном сжатии</u> пород варыруется от 29 до 179 МПа для андезитов с интерсертальной структурой (куполы Лохматый и Правильный соответственно) и от 22 до 238 МПа с гиалопилитовой (куполы Экспедиция и Плотина соответственно). Согласно классификации из работы [Грунтоведение, 2005], лавы куполов относятся к породам средней прочности, прочным и очень прочным.

Зависимость прочности при одноосном сжатии от плотности пород хорошо выражена, причем она

является примерно одинаковой для андезитов с интерсертальной и гиалопилитовой структурами. Следует отметить, что повышенная плотность лав древних куполов обусловила более высокую прочность этих пород по сравнению с остальными, диапазон изменения плотности и прочности которых варьируется в широких пределах (см. рис. 4в). Наименьшей прочностью обладают самые молодые лавы (купол Высокий), наибольшей – менее древние (купол Плотина).

<u>Прочность при растяжении</u> изменяется от 2 до 23 МПа для андезитов с интерсертальной структурой (куполы Лохматый и Правильный соответственно), и от 3 до 8 МПа с гиалопилитовой структурой (куполы Погребенный и Побочный соответственно) (см. табл. 1). Зависимость прочности при растяжении от плотности пород также наблюдается, но она менее выражена, чем соотношение прочности при сжатии и плотности.



**Рис. 4.** Зависимость различных показателей свойств пород экструзий вулкана Безымянный от плотности. а — величина водопоглощения, б — скорость распространения продольных волн в воздушно-сухом состоянии, в — прочность при одноосном сжатии в воздушно-сухом состоянии, г — магнитная восприимчивость.

<u>Магнитная восприимчивость</u> пород изменяется в широком диапазоне — от  $0.7 \times 10^{-3}$  ед. СИ (купол Правильный) до  $58.8 \times 10^{-3}$  ед. СИ (купол Кулич) (см. табл. 1, рис. 4г). Это объясняется низким содержанием темноцветных и рудных минералов в дацитах древних экструзий и высоким содержанием таких минералов в андезитах более молодых куполов. Согласно классификации пород по значениям магнитной восприимчивости из работы [Грунтоведение, 2005], экструзивы вулкана Безымянный относятся к I—VI группам — от "очень слабо" до "хорошо намагничивающихся" (0–60 × 10<sup>-3</sup> ед. СИ)

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Сравнительная петрофизическая характеристика пород экструзивных куполов

В целом, породы древних куполов (более 11 тыс. лет, первая и вторая группы) имеют наи-

более высокие петрофизические показатели (см. табл. 1). Осредненные значения петрофизических свойств по каждому из куполов, показывают, что древние отличаются максимальной плотностью лав (до 2.39 г/см<sup>3</sup> – купол Кулич), минимальным водопоглощением (2.7-4.5%, кроме лав Ступенчатого – 7.4%), средней пористостью (15.2-19.1%, кроме лав Ступенчатого – 28.5%), максимальными (иногда средними) показателями физико-механических свойств (табл. 2). Например, прочность при одноосном сжатии пород в сухом состоянии варьируется от 75 до 138 МПа и в водонасыщенном от 60 до 111 МПа (куполы Ступенчатый и Правильный соответственно) (см. табл. 2). Скорости распространения продольных волн и, соответственно, показатели упругих свойств также максимальны у пород древних куполов Плотина, Ступенчатый и Двуглавый (V<sub>p</sub> = = 3.35 - 3.40 km/c).

Экструзивный купол	ρ, г/см <sup>3</sup>	ρ <sub>s</sub> , г/см <sup>3</sup>	n, %	W, %	<i>V</i> <sub>р</sub> , км/с	<i>V</i> <sub>р в</sub> , км/с	<i>R</i> <sub>сж с</sub> , МПа	<i>R</i> <sub>сж в</sub> , МПа	<i>R</i> <sub>p</sub> , МПа	$\chi \times 10^{-3}  \mathrm{CH}$	
1 группа (древние куполы)											
Гладкий	2.23	2.76	19.1	4.5	2.40	3.15	97	96	8	13.7	
Правильный	2.30	2.76	16.6	3.4	2.95	3.60	138	111	13	18.8	
Пестрые хребтики	2.30	2.72	16.0	3.7	2.60	3.00	101	78	8	22.4	
2 группа (менее древние куполы)											
Плотина	2.32			3.9	3.40	4.05	90	65	8	33.8	
Ступенчатый	2.12	2.81	28.5	7.4	3.35	4.00	75	60	8	24.6	
Двуглавый	2.29	2.70	15.2	3.4	3.35	3.70	114	100	13	17.9	
Кулич	2.39			3.4	2.95	3.60	103	96	12	32.9	
	1	3 гр	уппа (ку	полы вс	зрастом 33	00-5500 лет	назад)			I	
Экспедиция	2.08	2.71	24.0	7.7	2.25	3.20	55	43	4	20.4	
Побочный	2.00			8.3	2.50	3.65	65	52	6	22.7	
	4 гру	ппа (ку	полы на	построй	ке вулкана	Безымянны	й и внутр	ои нее)		I	
Лохматый	2.04	2.69	22.4	6.3	2.10	3.35	50	32	4	15.6	
Высокий	2.09	2.66	14.7	3.6	2.65	3.35	94	89	6	36.0	
Погребенный	2.28			2.7	2.20	3.35	62	40	4	35.0	
Новый	2.38	2.75	12.7	2.9	1.85	3.05	88	77	7	17.1	

Таблица 2. Средние величины показателей петрофизических и прочностных свойств экструзивных пород вулкана Безымянный

Примечание. Названия и обозначения показателей свойств пород приведены в тексте статьи.

Породы современного купола Новый, несмотря на относительно высокую плотность, отличаются крайне низкими значениями скорости распространения продольных волн: 1.85 км/с в воздушно-сухом и 3.05 км/с в водонасыщенном состояниях (см. табл. 2). Этот факт требует дополнительного изучения. Предположительно, это может быть связано с наименьшей степенью раскристаллизованности основной массы современных андезитов и наличием микротрещиноватости, замедляющей прохождение упругой волны сквозь породу.

Породы куполов Экспедиция и Побочный, представляющих третью группу (3300–5500 лет), и купола Лохматый, относящегося к четвертой группе (1350–1000 лет), характеризуются низкой плотностью (2.00–2.08 г/см<sup>3</sup>), средней величиной водопоглощения (6.3–8.3%), повышенной пористостью (22.4–24.0%), низкими скоростями продольных волн (2.10–2.50 км/с в сухом и 3.20– 3.65 км/с в водонасыщенном состояниях), средней прочностью при одноосном сжатии (50–65 МПа в сухом и 32–52 МПа в водонасыщенном состояниях) (см. табл. 2).

Хотя купол Лохматый отнесен нами к четвертой группе, т.к. находится на постройке стратовулкана Безымянный, и его возраст оценивается как 1000—1350 лет [Брайцева и др., 1990], показатели свойств его лав очень близки с породами третьей группы (см. табл. 1, 2). В различных публикациях неоднократно указывалось на сходство пород куполов Экспедиция и Лохматый по строению, содержанию гомеогенных включений, петрографии и т.д. [Богоявленская, 1957; Горшков, Богоявленская, 1965: Ермаков, 1977]. Это сходство подтверждается и показателями петрофизических свойств лав этих куполов. В.А. Ермаков [1977] считал купол Экспедиция более древним, чем Лохматый. О.А. Брайцева с соавторами [1990] определили им конкретные разные возрасты образования. На основании изучения петрофизических свойств лав этих куполов, полагаем, что куполы Экспедиция и Лохматый формировались примерно в одно время, то есть имеют примерно один возраст: 3300-5500 лет.

Рассмотрим средние показатели петрофизических свойств экструзивных пород вулкана Безымянный, включив купол Лохматый в третью группу (табл. 3). Первая группа лав куполов представлена дацитами, вторая — преимущественно роговообманковыми андезитами с небольшой долей пироксеновых андезитов, третья — роговообманковыми андезитами, четвертая — преимущественно пироксеновыми андезитами с небольшой долей роговообманковых андезитов.

Средняя плотность лав куполов первой, второй и четвертой групп одинакова, третьей — значительно меньшая (2.28 и 2.05 г/см<sup>3</sup> соответствен-

Куполы	ρ, г/см <sup>3</sup>	$ ho_s$ , г/см <sup>3</sup>	n, %	<i>V</i> <sub>p</sub> , км/с	<i>R</i> <sub>сж с</sub> , МПа	$\chi \times 10^{-3}  \mathrm{CM}$
1 группа	$\frac{2.28 (21)}{2.2 - 2.38}$	$\frac{2.76 (21)}{2.68 - 2.76}$	$\frac{17(21)}{14-22.1}$	$\frac{2.65(21)}{2.3-4.2}$	$\frac{112 (21)}{86 - 179}$	$\frac{18.3 (21)}{0.7 - 28.9}$
2 группа	$\frac{2.27 (51)}{1.85 - 2.75}$	$\frac{2.75(2)}{2.7-2.81}$	$\frac{22 (7)}{12.6 - 28.5}$	$\frac{3.26 (51)}{2.3-4.15}$	$\frac{95(51)}{22-238}$	$\frac{27.3 (48)}{8.2 - 58.8}$
3 группа	$\frac{2.05 (27)}{1.74 - 2.48}$	$\frac{2.70 (7)}{2.61 - 2.75}$	$\frac{23 (15)}{7.8 - 35.6}$	$\frac{2.30 (27)}{1.4 - 3.6}$	$\frac{58 (27)}{19 - 126}$	$\frac{19.9 (25)}{3.4 - 37.4}$
4 группа	$\frac{2.28 (15)}{1.68 - 2.48}$	$\frac{2.71 (4)}{2.66 - 2.76}$	<u>19(4)</u> 12.7–36.8	$\frac{2.11(14)}{1.65-3.2}$	73(15) 10–111	$\frac{25.1(15)}{5.4-38.4}$

Таблица 3. Петрофизические и прочностные свойства экструзивов вулкана Безымянный

Примечание. В числителе: среднее значение, в скобках – количество образцов; в знаменателе: минимальное и максимальное значения.

но). Плотность твердой фазы более древних лав немного выше, чем молодых (2.75–2.76 г/см<sup>3</sup> и 2.70-2.71 г/см<sup>3</sup> соответственно). Средняя пористость примерно одинакова для пород первой и четвертой (17–19%) и второй и третьей (22–23%) групп куполов, хотя диапазон ее изменения самый широкий у лав третьей группы (7.8-35.6%) (см. табл. 3). Средние значения скорости продольных волн пород последовательно убывают от более древних пород первой и второй групп (2.65 и 3.26 км/с соответственно) к самым молодым андезитам четвертой группы (2.11 км/с). Средняя прочность при одноосном сжатии наибольшая у древних лав дацитового состава, наименьшая у роговообманковых андезитов, хотя диапазон изменения значений прочности пород в пределах второй, третьей и четвертой групп достаточно широк, а максимально прочными являются пироксеновые андезиты купола Плотина. Средние значения магнитной восприимчивости можно выстроить в последовательный ряд в зависимости от состава пород: дациты  $-18.3 \times 10^{-3}$  СИ, роговообманковые андезиты  $-19.9 \times 10^{-3}$  СИ, преимущественно пироксеновые андезиты – 25.1 ×  $\times 10^{-3}$  СИ, роговообманковые и пироксеновые андезиты —  $27.3 \times 10^{-3}$  СИ. Следует отметить, что наиболее высокие показатели магнитной восприимчивости характерны для пироксеновых андезитов, в которых доля вкрапленников достигает 50%, а содержание рудных минералов не превышает 10% (купол Кулич).

В целом, петрофизические свойства, как древних, так и молодых экструзивных пород похожи, и по значениям параметров достаточно близки (см. табл. 3). Однако факторы, определяющие свойства, различны для древних и молодых пород.

Известно, что экструзивные куполы имеют зональное строение [Борисова, Борисов, 1974; Macdonald, 1972]. При появлении экструзивных лав на дневной поверхности, их внешние слои, вероятно, "вспениваются", по аналогии с современными лавовыми потоками, выжимающимися на склоны купола Новый [Ладыгин и др., 2012]. Древние экструзии, сформированные более 11 тыс. лет назад, постепенно утратили внешние пористые хрупкие слои, и в настоящее время на поверхности обнажаются их более массивные и монолитные центральные части (как показатель этого - многочисленные осыпи на склонах куполов). Именно поэтому породы первой и второй групп куполов имеют более высокие значения петрофизических свойств. Самые молодые породы четвертой группы лишь недавно появились на поверхности земли (около 40-1000 лет назад), они не были подвержены длительному разрушению под действием выветривания и их петрофизические параметры также высоки. Породы третьей группы образовались, вероятно, 3300-5500 лет назад. Прошло достаточно времени, чтобы ослабить породы и понизить их прочность, но не столько, чтобы на поверхности земли остались только монолитные части этих экструзий.

# Сравнительная петрофизическая характеристика пород экструзивных куполов и лавовых потоков

Условия образования экструзивных и эффузивных пород вулкана Безымянный были различными: длительное выжимание вязкого расплава на площади от 0.1 до 2.12 км<sup>2</sup> (экструзивные куполы) и относительно быстрое формирование лавовых потоков протяженностью от 300 м до 5 км. Высота отдельных куполов Безымянного, состоящих из множества блоков лавы, достигает 280 м, мощность лавовых потоков – до 25–30 м. Различия в условиях кристаллизации (скорость и время остывания магматического расплава, давление, газовая составляющая) приводят к разнообразию формирующихся структур, среди которых порфировые и афировые, гиалопилитовые и интер-

Относительный возраст образований	р, г/см <sup>3</sup>	$\rho_s$ , r/cm <sup>3</sup>	n, %	<i>V</i> <sub>р</sub> , км/с	<i>R</i> <sub>сж с</sub> , МПа	$\chi \times 10^{-3}  \mathrm{CH}$				
Экструзивы										
Древние (1–3 группы)	$\frac{2.21(108)}{1.68-2.68}$	$\frac{2.73(32)}{2.61 - 2.82}$	<u>19 (45)</u> 7.8–36.8	$\frac{2.85(107)}{1.44.2}$	84 (108) 10–238	$\frac{24(103)}{0.7-58.8}$				
Молодые (купол Новый)	$\frac{2.38(6)}{2.26-2.48}$	$\frac{2.75(2)}{2.75-2.76}$	13 (2)	$\frac{1.85(6)}{1.65-2.15}$	88(6) 77–102	$\frac{17.1(6)}{6.8-35.7}$				
Эффузивы (из работы [Ладыгин и др., 2012])										
Древние	$\frac{2.43 (53)}{1.49 - 2.73}$	$\frac{2.81(53)}{2.71 - 2.91}$	$\frac{13(53)}{4-45}$	$\frac{3.12(53)}{1.75-4.65}$	$\frac{115(53)}{18-221}$	$\frac{23.1(53)}{3-87}$				
Молодые	$\frac{1.94(21)}{1.13-2.47}$	$\frac{2.71(21)}{2.67-2.75}$	$\frac{28(21)}{8-58}$	$\frac{1.81(21)}{1.5-2.1}$	$\frac{44(19)}{3-169}$	$\frac{18.5(20)}{1.4-47}$				

Таблица 4. Петрофизические и прочностные свойства пород вулкана Безымянный разного генезиса

Примечание. В числителе: среднее значение, в скобках – количество образцов; в знаменателе: минимальное и максимальное значения.

сертальные, реже микролитовые, что, в свою очередь, влияет на свойства пород. Вероятно, что главной причиной особенных свойств экструзивных и эффузивных пород являются разные условия их формирования. Что касается минерального состава, то во всех группах пород преобладают вулканическое стекло и плагиоклаз, в меньших количествах присутствуют рудные минералы, роговая обманка и/или пироксены.

Наибольшей средней плотностью пород обладают древние лавовые потоки (2.43 г/см<sup>3</sup>), несколько меньшие ее значения характерны для молодых и древних экструзивов (2.38 и 2.21 г/см<sup>3</sup> соответственно), самые низкие присущи молодым лавовым потокам (1.94 г/см<sup>3</sup>) (табл. 4).

Как было показано в работе [Ладыгин и др., 2012], лавам потоков вулкана Безымянный присущи небольшие скорости продольных волн. Связано это с микротрещиноватостью вулканитов, обусловленной, в свою очередь, условиями застывания и кристаллизации таких пород [Ладыгин, Никитин, 1980]. Отметим, что тенденция повышения скорости продольных волн от молодых пород к более древним характерна как для экструзивных куполов, так и для лавовых потоков (см. табл. 4).

Прочность при одноосном сжатии выше у более древних пород, по сравнению с молодыми, независимо от их принадлежности к экструзивному или эффузивному типу образований (см. табл. 4). Как указывалось выше, а также в работе [Ладыгин и др., 2012], это связано с разрушением с течением времени в результате выветривания пористых внешних слоев древних экструзивных блоков и лавовых потоков. Сегодня от них остались только монолитные части, имеющие повышенную прочность.

Особенностью пород вулкана Безымянный является то, что наименьшие значения магнитной восприимчивости присущи современным лавам как экструзий, так и потоков, наибольшие — более древним породам этих образований, в которых преобладают роговообманковые и пироксеновые андезиты.

В заключение рассмотрим важный вопрос, возникающий во время картирования вулканогенных образований: как определить генезис близких по составу пород? Применение петрофизических характеристик пород для разделения вулканогенных образований различного генезиса, описано, например, в работе [Канцель и др., 1968]. Рассмотрим возможность разделения пород вулкана Безымянный разного генезиса (экструзивы и эффузивы) по их петрофизическим свойствам, тем более, что согласно работе [Борисова, Борисов, 1974], ни общий химический, ни минеральный составы не позволяют надежно различать породы лавовых потоков и экструзивных куполов.

В целом, показатели петрофизических свойств пород древних лавовых потоков (средние плотность, плотность твердой фазы, скорость продольных волн и прочность) выше, чем средние значения свойств пород всех групп экструзивов и молодых лавовых потоков. В свою очередь, лавы молодых потоков обладают наименьшими показателями свойств среди вышеуказанных пород, кроме этого, вспененные лавы верхних частей молодых лавовых потоков имеют повышенную пористость, достигающую 58% (см. табл. 4). Следовательно, если неясного генезиса лавы андезитового состава имеют крайне низкие показатели всех петрофизических свойств и высокую пористость, то с высокой вероятностью можно заключить, что они представляют собой молодые породы эффузивного происхождения. И, напротив, высокие показатели петрофизических свойств будут указывать на древние породы эффузивного генезиса. Экструзивные породы, согласно показателям петрофизических свойств, независимо от возраста, занимают промежуточное положение между молодыми и древними породами лавовых потоков.

Таким образом, детальный петрофизический анализ позволяет разделять близкие по петрографическому составу породы разного генезиса, в частности, экструзивного и эффузивного происхождения.

#### выводы

1. Породы, слагающие экструзивные куполы вулкана Безымянный, относятся к дацитам и андезитам роговообманковым и пироксеновым. Породы разных куполов содержат от 10 до 80% порфировых вкрапленников, представленных плагиоклазом (отмечается во всех породах), роговой обманкой, пироксеном, рудными минералами (титаномагнетит и магнетит в количестве от 5 до 30%, преимущественно 10%). Основная масса всех пород неизменно состоит из вулканического стекла, плагиоклаза и рудных минералов, которые "разбавляются" роговой обманкой и/или пироксеном в разных соотношениях.

2. Изученные петрофизические свойства пород экструзивных куполов варьируются в широком диапазоне в зависимости от минерального состава, структурно-текстурных особенностей, пористости, микротрещиноватости: плотность от 1.74 до 2.75 г/см<sup>3</sup> (большинство значений (72%) содержится в интервале 2.2–2.5 г/см<sup>3</sup>); скорость продольных волн — в пределах от 1.4 до 4.2 км/с; прочность на одноосное сжатие — от 22 до 238 МПа; магнитная восприимчивость — в пределах от 0.7 до 58.8 × 10<sup>-3</sup> СИ.

3. Одной из особенностей пород экструзивных куполов являются относительно низкие значения скоростей упругих волн вне зависимости от структуры и пористости, что в целом характерно для вулканических пород верхнеплейстоцен-голоценового возраста.

4. Обнаружена тенденция повышения плотности, прочности, скорости упругих волн от молодых пород к более древним экструзивам. По-видимому, это связано с постепенным разрушением внешних пористых слоев экструзивного купола и выходом на дневную поверхность более массивных и монолитных внутренних его частей.

5. На примере вулкана Безымянный показано, что условия протекания экструзивных и эффузивных процессов влияют на петрофизические свойства формирующихся пород. Различия петрофизических параметров пород можно применять для уточнения генезиса сходных по петрографическим характеристикам вулканитов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алидибиров М.А., Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. и др. Извержение вулкана Безымянный в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 3–17.

*Богоявленская Г.Е.* Вулкан Безымянный и его экструзивные образования // Бюлл. вулканол. станций. 1957. № 26. С. 3–13.

*Богоявленская Г.Е.* Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1960. Вып. 18. С. 3–34.

Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. В 2-х томах. Т. 1 / Отв. ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. С. 168–194.

Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. Двадцать пять лет вулканической активности вулкана Безымянного // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 3–13.

*Борисов О.Г., Борисова В.Н.* Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы / Отв. ред. К.Н. Рудич. Новосибирск: Наука, 1974. 198 с.

*Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю.* О прошлой активности вулкана Безымянный по данным тефрохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 44–45.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П. Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 3–22.

*Гирина О.А.* Пирокластические отложения современных извержений андезитовых вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности / Отв. ред. И.В. Мелекесцев. Владивосток: Дальнаука, 1998. 173 с.

Гирина О.А., Лупян Е.А., Маневич А.Г. и др. Дистанционный мониторинг эксплозивных извержений вулкана Безымянный в 2022 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Электронный сборник материалов 20-й Международной конференции, 14–18 ноября 2022 г. М.: ИКИ РАН, 2022. С. 264.

https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a

Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г. и др. Анализ событий эксплозивного извержения вулкана Безымянный 21 октября 2020 г. по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 5. С. 297–303. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-5-297-303

*Горшков Г.С.* Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение) // Бюлл. вулканол. станций. 1957. № 26. С. 19–72.

*Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955–1963 гг. / Отв. ред. Б.И. Пийп. М.: Наука, 1965. 170 с.

Грунтоведение / Отв. ред. В.Т. Трофимов. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.

*Ермаков В.А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.

Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Тр. Лаб. вулканологии. 1955. Вып. 10. 152 с.

Иванов Б.В. Андезиты Камчатки: справочник химических анализов вулканитов и основных породообразующих минералов / Отв. ред. А.В. Колосков. М.: Наука, 2008. 470 с.

Канцель А.В., Лаверов Н.П., Розанов Ю.А. и др. Об использовании данных о физико-механических свойствах вулканогенных пород для решения вопросов их генезиса // Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры / Отв. ред. А.Ю. Розанов. М.: Наука, 1968. С. 280–285.

Кирсанов И.Т. Экструзивные извержения на вулкане Безымянном в 1965–1977 гг. и их геологический эффект // Проблемы глубинного магматизма / Отв. ред. В.С. Соболев. М.: Наука, 1979. С. 50–68.

Кирсанов И.Т., Студеникин Б.Ф., Рожков А.М. и др. Новый этап извержения вулкана Безымянного // Бюлл. вулканол. станций. 1971. № 47. С. 15–22.

Козырев А.И. Результаты измерения плотности лав Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 65–75.

Конради С.А. Краткий предварительный отчет о работах партии Геологического отряда Камчатской экспедиции Ф.П. Рябушинского в 1909–1910 гг. // Отчет Географического общества за 1911 г. СПб.: Изд-во Географ. общества, 1911.

Лабораторные работы по грунтоведению / Учебное пособие / Отв. ред. В.Т. Трофимов, В.А. Королёв. М.: КДУ, 2017. 654 с.

Ладыгин В.М. Петрогенетические закономерности формирования и изменения свойств четвертичных эффузивов основного-среднего состава // Сергеевские чтения. Материалы годичной сессии НС РАН, 21 марта 2014 г. М.: РУДН, 2014. Вып. 16. С. 43–48.

Ладыгин В.М., Гирина О.А., Фролова Ю.В. Петрофизические особенности лавовых потоков вулкана Безымянный, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2012. № 6. С. 18–30.

Ладыгин В.М., Гирина О.А., Фролова Ю.В., Округин В.М. Физико-механические свойства пород вулкана Безымянный // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28–29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 90–93.

Ладыгин В.М., Никитин С.Н. О некоторых особенностях свойств молодых эффузивов Камчатки // Вестник МГУ. 1980. № 5. С. 81–86.

Ладыгин В.М., Округин В.М. Петрофизические свойства базальтов Большого Трещинного Толбачинского извержения // Вестник МГУ. Сер. геол. 1998. № 3. С. 45–49.

Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Фролова Ю.В. и др. Преобразование рыхлых пирокластических отложений в туфы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 29–38.

Ладыгин В.М., Фролова Ю.В. Использование петрофизических исследований при решении вулканологических задач // Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 5-8 сентября 2006 г. Улан-Удэ: Бурятский научный центр СО РАН, 2006. Т. 1. С. 42-46.

Ладыгин В.М., Фролова Ю.В. Особенности петрофизических свойств эффузивов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 2002. № 3. С. 28–32.

Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Округин В.М., Гирина О.А. О возможности использования петрофизических исследований (на примере эффузивов Северной группы вулканов Камчатки) // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, 9–15 сентября 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. http://www.kscnet.ru/ivs/slsecret/75-VS/Material\_conferenc/art12.pdf.

Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Спиридонов Э.М. О явлении аномально низких значений скоростей продольных волн современных базальтоидов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. Т. 37. № 1. С. 20–31.

Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Спиридонов Э.М. Формирование физико-механических свойств эффузивных пород // Инженерная геология. 2016. № 3. С. 36–45.

*Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф. и др.* Петрологогеохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 614–635.

*Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке / Отв. ред. Г.Е. Богоявленская. М.: Наука, 1967. 207 с.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1956. Вып. 11. 311 с.

Фролова Ю.В. Скальные грунты и методы их лабораторного изучения. М.: КДУ, 2015. 222 с.

Almeev R.R., Kimura J.-I., Ariskin A.A., Ozerov A.Y. Decoding crystal fractionation in calc-alkaline magmas from the Bezymianny Volcano (Kamchatka, Russia) using mineral and bulk rock compositions // J. Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 141–171.

https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.003

*Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D.* The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril–Kamchatka region, Russia // Bulletin of Volcanology. 1995. V. 57(6). P. 383–402.

*Girina O.A.* Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956–2010 // J. Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 22–41.

https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.05.002

*Girina O.A., Gorbach N.V., Davydova V.O. et al.* The 15 March 2019 Bezymianny Volcano Explosive Eruption and Its Products // J. Volcanology and Seismology. 2020. V. 14.  $\mathbb{N}_{2}$  6. P. 394–409.

https://doi.org/10.1134/S0742046320060032

Macdonald G.A. Volcanoes. New Jersey: Prentice-Hall, 1972. 544 p.

*Ozerov A. Yu., Girina O.A., Zharinov N.A. et al.* Eruptions in the Northern Group of Volcanoes, in Kamchatka, during the Early 21st Century // J. Volcanology and Seismology. 2020. V. 14. P. 1–17.

https://doi.org/10.1134/S0742046320010054

### Petrophysical and Strength Properties of Extrusive Rocks of the Bezymianny Volcano, Kamchatka

V. M. Ladygin<sup>1</sup>, O. A. Girina<sup>2, \*</sup>, and Yu. V. Frolova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geology Faculty, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, 119991 Russia <sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia \*e-mail: girina@kscnet.ru

For the first time, the results of petrophysical studies of the Bezymianny volcano extrusive rocks from dacites to andesites are presented. A comparative characteristic of the extrusive rocks properties is given according to the selected age groups. The dynamics of changes in the properties of extrusion rocks depending on their age is shown: it is established that the older the rocks, the higher the indicators of their density, strength and elastic properties. The petrophysical features of the rocks of the extrusive domes and lava flows are compared. The applicability of petrophysical properties to clarify the genesis of rocks similar in petrographic characteristics, in particular, of extrusive and effusive origin, is substantiated.

Keywords: Bezymianny volcano, extrusive dome, petrophysical properties

УДК 551.217

## ТРЕХМЕРНОЕ ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ЛАВЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДА ГИДРОДИНАМИКИ СГЛАЖЕННЫХ ЧАСТИЦ

© 2023 г. И. С. Стародубцев<sup>а, b</sup>, Ю. В. Стародубцева<sup>а</sup>, И. А. Цепелев<sup>а</sup>, А. Т. Исмаил-Заде<sup>с, \*</sup>

<sup>а</sup>Институт математики и механики им. Н.Н. Красовского УрО РАН, ул. Софьи Ковалевской, 16, Екатеринбург, 620900 Россия <sup>b</sup>Уральский федеральный университет, ул. Мира, 19, Екатеринбург, 620002 Россия <sup>c</sup>Технологический институт Карлсруэ, Институт прикладных наук о Земле, ул. Аденауэрринг, 206, Карлсруэ, 76131 Германия \*e-mail: alik.ismail-zadeh@kit.edu Поступила в редакцию 27.07.2022 г. После доработки 07.01.2023 г. Принята к публикации 01.02.2023 г.

Лавовые потоки и лавовые купола являются основными проявлениями эффузивных вулканических извержений. Менее вязкая лава имеет тенденцию течь на большие расстояния в зависимости от рельефа склона, скорости извержения и вязкости извергаемой магмы. Когда магма имеет высокую вязкость, ее извержение на поверхность приводит к образованию лавовых куполов и их росту. Для численного моделирования лавовой динамики в данной работе предлагается использовать бессеточный метод гидродинамики сглаженных частиц. Приводится описание данного метода и численный алгоритм расчетов. Численный метод тестируется на простой модели "прорыва цилиндрической дамбы" с целью сравнения полученного профиля течения жидкости с аналитическим решением математической задачи. Метод применяется для изучения трех моделей течения лавы по вулканическому склону, когда вязкость лавы постоянная, зависит от времени и от объемной доли кристаллов в лаве. Результаты моделирования показывают характерные черты лавовых потоков, такие как образование лавового канала и трубки, и лавовых куполов, такие как образование панциря высокой вязкости по сравнению с менее вязким ядром купола. В заключении обсуждаются результаты моделирования и их зависимость от размера частиц в предложенном численном методе.

*Ключевые слова:* лавовый поток, лавовый купол, вязкость, морфология, численный анализ, научная визуализация

DOI: 10.31857/S0203030623700165, EDN: TSOHRH

#### 1. ВВЕДЕНИЕ

Численное моделирование течений вязкой жилкости широко используется при изучении вулканических процессов. Течение магмы внутри вулканических кондуитов [Melnik, Sparks, 1999], течение лавы по склону вулкана [Tsepelev et al., 2016, 2019] и формирование лавовых куполов [Tsepelev et al., 2020, 2021; Starobubtseva et al., 2021; Zeinalova et al., 2021] являются некоторыми примерами этих процессов. Поток лавы начинает формироваться при эффузивных извержениях, когда (частично) расплавленная порода изливается из вулканического жерла на земную поверхность и распространяется по ней. Так возникают различные лавовые потоки, зависящие от химического состава и температуры магматических пород, объемной доли кристаллов и топографии поверхности, по которой течет лава [Griffiths, 2000; Tsepelev et al., 2016].

Численное моделирование играет важную роль в понимании динамики, морфологии и тепловой эволюции лавовых потоков и куполов (напр., [Cordonnier et al., 2015] и ссылки в этой работе). Однако детальное изучение динамики лавового потока и роста купола является сложной задачей с точки зрения численного моделирования. Естественные неровности рельефа, застывание лавы и поверхностное трение, наличие плавающих твердых тел или других препятствий осложняют решение моделей лавовой динамики с помощью традиционных численных методов, таких как конечные объемы или конечные элементы (напр., [Ismail-Zadeh, Tackley, 2010]).

Хотя тепловые эффекты играют важную роль при течении лавовых потоков, упрощенные изо-

термические аналитические и численные модели продемонстрировали процессы течения лавы при отсутствии охлаждения (напр., [Huppert, 1982; Tsepelev et al., 2016]). Более реалистичный подход заключается в расчете переноса массы и энергии в вязком потоке с использованием топографии реальной поверхности. Моделирование лавовой динамики началось с аналитических решений для течений вязкой ньютоновской жидкости по горизонтальным или наклонным плоскостям [Нирpert, 1982; Lister, 1992]. Упрощенные модели роста лавовых куполов предполагали вязкость лавы, независящую (напр., [Blake, 1990]) или зависящую (напр., [Stasiuk et al., 1993]) от температуры. Используя метод конечных элементов, были построены двумерные осесимметричные модели эволюции лавовых куполов и образования панциря, покрывающего лавовый купол [Hale, Wadge, 2003]. Численные исследования о влиянии реологии магмы на рост лавовых куполов проводились с использованием метода дискретных элементов в двумерной плоской геометрии [Husain et al., 2018, 2019; Harnett et al., 2018]. Двумерные и трехмерные численные модели лавовых потоков и роста куполов также изучались методом конечных объемов [Tsepelev et al., 2016, 2020, 2021; Statodubtseva et al., 2021] и бессеточным мегидродинамики сглаженных частиц тодом (MГСЧ) [Hérault et al., 2011; Zago et al., 2018].

В данной работе представлены исследования по разработке и реализации трехмерной численной модели течения лавового потока и роста куполов с помощью МГСЧ. В разделе 2 описывается математическая модель течения жидкости и представлен численный подход к решению этой модели. В разделе 3 представлены результаты тестирования модели с использованием аналитического решения, полученного для модели течения тонкого слоя вязкой жидкости [Huppert, 1982] и в разделе 4 несколько модельных случаев динамики лав с различной вязкостью и топографией вулканов. В заключении обсуждаются результаты численного исследования.

# 2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОД ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для описания процесса лавовых потоков или роста куполов рассматривается задача численного моделирования растекания вязкой неоднородной несжимаемой жидкости под действием гравитационных сил по заданной поверхности в некоторой области моделирования  $\Omega \subseteq \mathbb{R}^3$ , где  $\mathbb{R}^3$  – трехмерное вещественное векторное пространство. Математическая модель, описывающая такое движение, задается уравнением Навье–Стокса и уравнением неразрывности [Chandrasekhar, 1961; Tsepelev et al., 2020]:

$$\rho \frac{Du}{Dt} - \operatorname{div}\left(\mu(\operatorname{grad} \mathbf{u} + (\operatorname{grad} \mathbf{u})^T)\right) = -\operatorname{grad} p + \rho \mathbf{g}, (1)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} = -\rho \operatorname{div} \mathbf{u} = 0, \qquad (2)$$

где  $\mathbf{x}(t) = (x_1, x_2, x_3) \in \mathbb{R}^3$  – пространственная переменная, t – время,  $\mathbf{u} = (u_1, u_2, u_3)$  – вектор скорости,  $\mathbf{g} = (0, 0, -g)$  – вектор ускорения свободного падения, g = 9.81 м с<sup>-2</sup>, p – давление,  $\rho$  – плотность,  $\mu$  – вязкость;  $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u}$  grad · – полная производная по времени; grad и div – градиент и дивергенция соответственно;  $^T$  – операция транспонирования. Данные уравнения будут дополнены соответствующими начальными и граничными условиями, описанными ниже.

#### 2.1. Метод гидродинамики сглаженных частиц (МГСЧ)

МГСЧ был впервые предложен для решения астрономических залач в трехмерном пространстве, где движение астрономических тел напоминает движение жидкости, и поэтому метод основан на уравнениях гидродинамики [Gingold, Monagan, 1977; Lucy, 1977]. Кратко приведем основные характеристики и преимущества МГСЧ [Liu, Liu, 2003; Zago et al., 2018]. МГСЧ работает путем разделения моделируемой жидкости на дискретные элементы, называемые частицами, и физические параметры моделируемой среды приписываются этим частицам. Эти частицы имеют пространственное расстояние, на котором они оказывают влияние на другие частицы. Интуитивно, это можно представить следующим образом: на поведение частицы оказывают наибольшее влияние ближайшие (соседние) частицы; с увеличением расстояния влияние других частиц постепенно ослабевает; в какой-то момент влияние удаленных частиц становится пренебрежительно мало и его можно положить равным нулю.

Если известна скорость частицы, то все физические параметры этой частицы переносятся вместе с самой частицей по направлению вектора скорости, изменяясь в зависимости от физических параметров соседних частиц. МГСЧ естественным образом моделирует разрыв в сплошной среде и поэтому приспособлен для изучения хрупкого разрушения и последующего течения в поврежденных твердых телах [Benz et al., 1995]. Вычислительное преимущество данного метода состоит в том, что вычисления производятся только там, где находится вещество (при этом сокращается объем хранения и вычислений). Метод обладает преимуществом распараллеливаемости, что вполне подходит для реализации на массивнопараллельном оборудовании [Hérault et al., 2011].

Для разделения моделируемой жидкости на дискретные элементы рассмотрим некоторую непрерывную пространственную функцию с компактным носителем  $F(\mathbf{x})$ . Несложно показать, что свертка такой функции с  $\delta$ -функцией (функцией Дирака [Gel'fand, Shilov, 1964])  $F(\mathbf{x}) = (F\delta)(\mathbf{x}) = \int_{\mathbf{R}^3} F(\mathbf{x}')\delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}')d\mathbf{x}'$  дает в точности функцию  $F(\mathbf{x})$ , где  $\delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}') = \infty$  при  $\mathbf{x} = \mathbf{x}'$ ,  $\delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}') = 0$ при  $\mathbf{x} \neq \mathbf{x}'$  и  $\int_{\mathbf{R}^3} \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}')d\mathbf{x}' = 1$ .

Для того чтобы перейти к численным методам, прежде всего нужно перейти от  $\delta$ -функции к ее непрерывному приближению. Рассмотрим функцию  $W: \mathbb{R}^3 \times \mathbb{R}^+ \to \mathbb{R}$  со следующими свойствами:  $\int_{\mathbb{R}^3} W(\mathbf{x}', r) d\mathbf{x}' = 1; \lim_{r' \to 0} W(\mathbf{x}, r') = \delta(\mathbf{x}); W(\mathbf{x}, r) \ge 0;$  $W(\mathbf{x}, r) = W(-\mathbf{x}, r); \quad W(\mathbf{x}, r) = 0 \quad \text{при } \|\mathbf{x}\| \ge r \quad \text{для}$  всех значений  $\mathbf{x} \in \mathbb{R}^3$  и  $r \in \mathbb{R}^+$ . Здесь  $\|\mathbf{x}\| = \left[x_1^2 + x_2^2 + x_3^2\right]^{1/2}, \mathbb{R}$  – вещественное пространство,  $\mathbb{R}^+ = \{r \in \mathbb{R}: r > 0\}$  и r – радиус компактного носителя функции. Тогда функцию  $F(\mathbf{x})$  можно аппроксимировать так

$$F(\mathbf{x}) = (F\delta)(\mathbf{x}) \approx (FW)(\mathbf{x}) =$$
  
=  $\int F(\mathbf{x}')W(\mathbf{x} - \mathbf{x}', r)d\mathbf{x}'.$  (3)

Функцию  $W(\mathbf{x}, r)$  называют ядром сглаживания в МГСЧ. Также имеет смысл потребовать от этой функции быть достаточно гладкой для того, чтобы возможно было проводить дискретизацию дифференциальных уравнений второго порядка. В этой работе в качестве ядра сглаживания используется кубический сплайн [Monaghan, 1992]

$$W(\mathbf{x},r) = \frac{8}{\pi r^3} \begin{cases} 6(q^3 - q^2) + 1, & 0 \le q \le 0.5\\ 2(1 - q)^3, & 0.5 \le q \le 1\\ 0, & \text{в остальных случаях,} \end{cases}$$
(4)

где  $q = \|\mathbf{x}\|/r$ . Для аппроксимации градиента и лапласиана в  $\mathbf{R}^3$  будут использованы следующие формулы [Brookshaw, 1985]:

$$\operatorname{grad} F_{i} \approx \sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} (F_{j} - F_{i}) \operatorname{grad}_{i} W_{ij},$$
  
$$\operatorname{div} \mathbf{u}_{i} \approx \sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} (\mathbf{u}_{j} - \mathbf{u}_{i}) \cdot \operatorname{grad}_{i} W_{ij},$$
 (5)

div(grad 
$$F_i$$
)  $\approx 10 \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \frac{(F_i - F_j)}{\|\mathbf{x}_{ij}\|^2} \mathbf{x}_{ij} \cdot \text{grad}_i W_{ij},$ 

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023

где  $F_i = (FW)(\mathbf{x}_i) \approx \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} F_j W_{ij}$ ; индексы *j* такие, что  $\|\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i\| < r$ ;  $F_i \approx F(\mathbf{x}_i)$ ;  $W_{ij} = W(\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j, r)$ ;  $m_j$  и  $\rho_j$  – масса и плотность *j*-й частицы соответственно

$$\mathbf{x}_{ij} = \mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j \ \mathbf{u}$$
  
grad<sub>i</sub> $W_{ij} =$   
= $\left(\frac{\partial W(\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j, r)}{\partial x_1}, \frac{\partial W(\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j, r)}{\partial x_2}, \frac{\partial W(\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j, r)}{\partial x_3}\right).$ 

#### 2.2. Алгоритм численного решения

Для реализации численного решения задачи жидкость представляется в виде дискретного набора частиц. Каждая частица представляет собой сферу диаметра *d*. На каждом временном шаге *t* рассмотрим положение  $\mathbf{x}_i = \mathbf{x}_i(t)$ , скорость  $\mathbf{u}_i = \mathbf{u}_i(t)$ , плотность  $\rho_i = \rho_i(t)$ , массу  $m_i = m_i(t)$  и вязкость  $\mu_i = \mu_i(t)$  *i*-й частицы и шаг по времени  $\Delta t$ . Последовательно для каждой *i*-й частицы выполняются следующие шаги.

1. Вычисляется промежуточное положение *i*-й частицы:  $\mathbf{x}_{i}^{*} = \mathbf{x}_{i} + \Delta t \mathbf{u}_{i}$ .

2. Для точки  $\mathbf{x}_i$ , находим все точки  $\{\mathbf{x}_j\}$  такие, что  $\|\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i\| < r$ . Время выполнения данной процедуры можно оценить величиной  $N \log(N)$ , где N – количество частиц в расчете.

3. Вычисляется промежуточная скорость, которая учитывает влияние гравитационных сил:  $\mathbf{u}_{i}^{*} = \mathbf{u}_{i} + \Delta t \mathbf{g}.$ 

4. Вычисляется давление бездивергентным методом DFSPH [Bender, Koschier, 2015, 2017; Ihm-sen et al., 2014a, 2014b]:

$$p_{i} = \frac{\rho_{i}^{*} - \rho}{\Delta t^{2}} \frac{\rho_{i}^{2}}{\left\|\sum_{j} m_{j} \operatorname{grad} W_{ij}\right\|^{2} + \sum_{j} \left\|m_{j} \operatorname{grad} W_{ij}\right\|^{2}}, \quad (6)$$
  
где  $\rho_{i}^{*} = \rho_{i} \left(1 + \Delta t \sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} \left(\mathbf{u}_{i}^{*} - \mathbf{u}_{j}^{*}\right) \cdot \operatorname{grad}_{i} W_{ij}\right).$ 

5. Корректируются значения скорости с учетом силы давления и вязкой силы

$$\mathbf{u}_{i}^{**} = \mathbf{u}_{i}^{*} - \Delta t \sum_{j} m_{j} \left( \frac{p_{i}}{\rho_{i}^{2}} + \frac{p_{j}}{\rho_{j}^{2}} \right) \operatorname{grad} W_{ij} + \frac{1}{\rho_{i}} \Delta t \operatorname{div} \left( \mu_{i} \left( \operatorname{grad} \mathbf{u}_{i}^{**} + \operatorname{grad}^{T} \mathbf{u}_{i}^{**} \right) \right).$$
(7)

Для нахождения скорости  $\mathbf{u}_{i}^{**}$  составляется система линейных алгебраических уравнений

$$\begin{bmatrix} 1 - 5\Delta t \sum_{j} \frac{(m_{i} + m_{j})(\mu_{i} + \mu_{j})}{2\rho_{i}\rho_{j}} \frac{\operatorname{grad} W_{ij}(\mathbf{x}_{ij})^{T}}{\|\mathbf{x}_{ij}\|^{2} + 0.01r^{2}} \end{bmatrix} \mathbf{u}_{i}^{**} + 5\Delta t \sum_{j} \begin{bmatrix} \frac{(m_{i} + m_{j})(\mu_{i} + \mu_{j})}{2\rho_{i}\rho_{j}} \frac{\operatorname{grad} W_{ij}(\mathbf{x}_{ij})^{T}}{\|\mathbf{x}_{ij}\|^{2} + 0.01r^{2}} \mathbf{u}_{j}^{**} \end{bmatrix} = (8)$$
$$= \mathbf{u}_{i}^{*} - \Delta t \sum_{j} m_{j} \left( \frac{p_{i}}{\rho_{i}^{2}} + \frac{p_{j}}{\rho_{j}^{2}} \right) \operatorname{grad} W_{ij},$$

в результате решения которой обновляется скорость и положение частицы *i* как

$$\mathbf{u}_i(t+\Delta t) = \mathbf{u}_i^{**}, \quad \mathbf{x}_i(t+\Delta t) = \mathbf{x}_i + \Delta t \mathbf{u}_i^{**}, \qquad (9)$$

где шаг по времени выбирается с учетом условия

Куранта—Фридрихса—Леви  $\Delta t \leq 0.1h \left( \max_{i} \| \mathbf{u}_{i} \| \right)^{-1}$ [Monaghan, 1992]. Шаги 1—5 выполняются для всех точек  $\mathbf{x}_{i}$ .

Согласно граничным условиям, производится добавление частиц с заданными физическими параметрами. Условие прилипания на границе моделируются вязким трением [Weiler et al., 2018]. Это подразумевает, что скорости частиц на границе вычисляются по формуле (8) с высокой вязкостью.

Программные коды для компьютерного моделирования разработаны на основе пакета SPlisHSPlasH (https://splishsplash.readthedocs.io/ en/2.9.0/about.html), который представляет собой библиотеку с открытым исходным кодом для языка C++. Для моделирования динамики лавы был написан дополнительный код для переменной вязкости, оптимизирован решатель для расчета давлений и добавлены коды для расчета кинетики роста кристаллов. Расчеты производились на одном узле кластера "Уран" под управлением OS Linux (CPU – Intel Quad-Core Xeon 36 ядер в каждом, 3.10 ГГц, ОЗУ 64 ГБ). Распараллеливание на основе OpenMP использует 34 ядра. Данная версия кодов не использует GPU.

#### 3. ЧИСЛЕННЫЙ ТЕСТОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Для оценки применимости МГСЧ был проведен численный тестовый эксперимент по решению задачи о "прорыве цилиндрической дамбы" с целью сравнения полученного профиля течения жидкости с аналитическим решением задачи о течение жидкости по горизонтальной поверхности. Модель течения при "прорыве цилиндрической дамбы" описывает переходную эволюцию профиля фиксированного объема жидкости с вязкостью µ, первоначально заключенного в цилиндр, который внезапно удаляется, подобно "прорыву дамбы". Существует аналитическое решение данной задачи в случае тонкого слоя жидкости [Нирpert, 1982]. Рассматривая осесимметричный случай, уравнение для профиля растекания представляется как:

$$H(R,t) = \xi_N^{2/3} \left( \frac{3Q\mu}{\rho g t} \right)^{1/4} \psi(\xi/\xi_N),$$
(10)

здесь *H* – высота растекания жидкости; *R* – радиус растекания;  $\xi(R,t) = R \left( \frac{\rho g Q^3 t}{3 \mu} \right)^{-1/8}$ ,  $\xi_N = \left( \frac{1024}{81 \pi^3} \right)^{1/8} \approx$  $\approx 0.894$  – значение  $\xi$  в  $R = R_N(t)$ ;  $R_N(t) = \xi \left( \rho g Q^3 t \right)^{1/8}$ 

=  $\xi_N \left(\frac{\rho g Q^3 t}{3\mu}\right)^{1/8}$  – положение фронта растекания;

$$Q = 2\pi \int_0^{1/3} RH(R,t) dr - oбъем жидкости и$$

 $\psi(z) = \left(\frac{3}{16}(1-z^2)\right)^{4^3}$ . Заметим, что эти формулы выведены в приближение тонкого слоя, то есть, когда толщина растекающейся жидкости намного меньше радиуса ее горизонтального простирания.

На рис. 1 показано растекание жидкости под действием гравитационных и вязких сил после "прорыва цилиндрической дамбы". Первоначальная высота и диаметр "дамбы" равны 1 м. В данном эксперименте приняты следующие значения модельных параметров: вязкость  $\mu = 10^3 \, \Pi a \, c$ , плотность  $\rho = 2600$  кг м<sup>-3</sup> и диаметр частиц (в МГТС) – 0.025 м. Условие прилипания аппроксимировалось условием вязкого трения с непротеканием, при котором скорость частиц на границе растекания жидкости подбиралась так, чтобы численное решение наилучшим образом аппроксимировало аналитическое решение (10). В данном случае наилучшая аппроксимация достигается для скорости частиц, вычисляемой по формуле (8) с вязкостью 10<sup>12</sup> Па с. Эта вязкость использовалась для условия вязкого трения при дальнейшем моделировании.

Для сравнения с аналитическим решением (10) был выбран момент времени t = 2.915 (см. рис. 1д). Такой момент выбран произвольным образом с учетом следующих соображений. Жидкость растекается уже в течение достаточного времени, чтобы артефакт в виде верхней границы изначального цилиндра жидкости "исчез". При этом растекание не должно продолжаться достаточно долго с тем, чтобы толщина слоя не приблизилась к размерам частицы.

#### 4. ТЕЧЕНИЕ ЛАВЫ ПО СКЛОНУ ВУЛКАНОВ

Морфология лавовых потоков существенно зависит от вязкости лавы и топографии склона вулкана. В данной работе рассмотрены три различные вязкости лавы: постоянная вязкость



**Рис. 1.** Растекание жидкости в моменты безразмерного времени: t = 0.03 (a); t = 0.515 (б); t = 2.915 (в); t = 3.954 (г). Серые сферы — частицы МГСЧ. Вертикальный профиль в момент t = 2.915, где зеленая кривая представляет аналитическое решение (д).

(секц. 4.1), вязкость, зависящая от времени (секц. 4.2), и вязкость, зависящая от объемной доли кристаллов (секц. 4.3).

#### 4.1. Модель 1: потоки лавы с постоянной вязкостью

В качестве поверхности растекания используем топографию  $G: (x_1, x_2) \to f(x_1, x_2), (x_1, x_2) \in$ ∈ [0,8000 м]×[0,8000 м], которая представляет собой склон вулкана (рис. 2), сгенерированный с помощью генератора реалистичных ландшафтов Word Mashine [https://www.world-machine.com]. На этой поверхности сформировано вулканическое жерло кольцевой формы с радиусом 15 м, на котором задается условие  $\mathbf{u} = (u_1 = 0, u_2 = 0, u_3 = u_c).$ На остальной части поверхности G задается условие вязкого трения. Из жерла на поверхность G извергается лава с расходом  $\sim 71 \text{ м}^3 \text{ c}^{-1}$ . В моделях 1 и 2 расход определяется как произведение магнитуды скорости  $u_c = 0.1 \text{ м c}^{-1}$  на площадь поверхности жерла. В моделях 1 и 2 плотность равна 2600 кг м<sup>-3</sup> и диаметр частиц (в МГТС) – 0.5 м. Заметим, что время расчетов увеличивается с уменьшением шага по времени. Для шага по времени  $\Delta t$ , не превышающего 0.01 с, расчетное время численного решения в модели 1 (течение лавового потока за 2000 с) не превышает 10 ч на одном узле (18-и ядерный процессор Intel(R) Xeon(R) Gold 6254 CPU @ 3.10GHz).

На рис. 3 представлены смоделированные лавовые потоки для трех различных вязкостей лавы: 10<sup>3</sup> Па с (характерна для базальтовых лав), 10<sup>5</sup> Па с и 10<sup>7</sup> Па с (характерна для андезитовых лав). Лава течет по наиболее крутому склону модельной поверхности. Течение жидкости замедляется с увеличением вязкости (см. рис. 36), лава растекается медленнее и по меньшей поверхности, увеличиваясь при этом в толщине. В случае вязкости 10<sup>7</sup> Па с, лава создает купол до того, как распространяться латерально (см. рис. 3в).

#### 4.2. Модель 2: лавовые потоки с вязкостью, зависящей от времени

Рассматривается та же топография *G* (см. рис. 2) и то же вулканическое жерло, из которого извергается лава с таким же расходом, как в случае модели 1. Введем линейную зависимость вязкости лавы от времени:  $\mu(t) = \mu_* + \alpha t$ , где  $\mu_* -$  вязкость магматического расплава и  $\alpha$  – постоянная. Хотя линейная зависимость вязкости от времени не отражает физические процессы изменения вязкости лавы, она описывает увеличение вязкости лавы со временем достаточно реалистично.

На рис. 4 показаны лавовые потоки для нескольких моментов времени при  $\mu_* = 10^4$  Па с и α = 100 Па. В соответствии с рельефом топографии в начальные момент лава разделяется на два основных потока, один из которых (левый на рисунке) течет быстрее другого вдоль быстрейшего спуска по склону вулкана. Со временем вязкость лавы увеличивается на границах потоков, так как "продолжительность жизни" частиц вдоль границ выше таковой внутри потока из-за условий вязкого трения. Основные лавовые потоки разветвляются на более мелкие (тонкоструйные) потоки (см. рис. 4с). В результате изменения рельефа с крутого на более пологий, лавовый поток утолщается и при дальнейшем изменении рельефа, поток вновь разветвляться (см. рис. 4в, 4г). Через 8000 с (~2.2 ч) правый поток образует канал (см. рис. 4д), в то же время левый разветвленный лавовый поток начинает образовывать лавовую трубку (см. рис. 4е).

Рисунок 5 представляет результаты модели 2 при  $\mu_{*}=10^{5}$  Па с для одного и того же времени



Рис. 2. Топография в моделях 1 и 2. Красный круг показывает расположение жерла вулкана.



**Рис. 3.** Лавовые потоки в модели 1 на момент времени 2000 с при вязкости лавы  $10^3$  Па с (а),  $10^5$  Па с (б) и  $10^7$  Па с (в).

(2000 с) и трех различных значениях параметра α, увеличение которого приводит к более быстрому возрастанию вязкости лавы со временем. При малых значениях параметра α, низкая вязкость лавы приводит к более быстрому ее продвижению; при этом лавовый канал образуется во всех трех случаях из-за граничных условий.

#### 4.3. Модель 3: лавовые потоки с вязкостью, зависящей от объемной доли кристаллов

Топография в модели 3 (рис. 6) была сгенерирована таким образом, чтобы аппроксимировать

вулканы гавайского типа с участками крутых и пологих спусков и с учетом эрозии. Диаметр жерла составляет 5.5 м. В модели 3 расход лавы равен  $\sim 4.75 \times 10^{-3}$  м<sup>3</sup> с<sup>-1</sup> ( $u_c = 2 \times 10^{-4}$  м с<sup>-1</sup>), плотность – 2600 кг м<sup>-3</sup> и диаметр частиц (в МГТС) – 0.25 м. В данной модели лавовая вязкость зависит от объемной доли кристаллов [Costa et al., 2009; Tsepelev et al., 2021]:

$$\mu(\varphi) = \mu_* \left( 1 + \varphi^{\circ} \right) \times \\ \times \left[ 1 - (1 - \xi) \operatorname{erf} \left( \frac{\sqrt{\pi}}{2(1 - \xi)} \varphi(1 + \varphi^{\gamma}) \right) \right]^{-B\varphi_*},$$
(11)

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023



**Рис. 4.** Формирование потока лавы в модели 2 при  $\mu_* = 10^4$  Па с и  $\alpha = 100$  Па в моменты времени 500 (а), 2000 (б), 4000 (в) и 8000 с (г). На панелях (д) и (е) рисунка, выделенных на панели (г), показаны части лавового потока, обсуждаемые в тексте.

где  $\mu_*$  — вязкость магматического расплава;  $\phi = \phi/\phi_*$ ,  $\phi$  — объемная доля кристаллов;  $\phi_*$ (=0.384) — удельная объемная доля кристаллов, представляющая критическую долю твердой фракции при начале экспоненциального увеличения вязкости лавы; эмпирические параметры  $\delta = 7.24, \gamma = 5.76$  и  $\xi = 4.63 \times 10^{-4}$  взяты из работ [Lejeune, Richet, 1995; Costa et al., 2009]; erf(·) – функция ошибки, где аргумент функции ошибки содержит член, линейный по ф, и нелинейный член, допускающий быстрое насыщение при больших значениях объемной доли кристаллов

#### СТАРОДУБЦЕВ и др.



**Puc. 5.** Формирование лавового потока в модели 2 при  $\mu_* = 10^5$  Πа·с и на момент времени 2000 с для различных значений  $\alpha = 10$  (a),  $\alpha = 100$  (б) и  $\alpha = 500$  Πa (в).



Рис. 6. Топография в модели 3. Красный круг показывает расположение жерла вулкана.

[Costa, 2005]. Теоретическое значение коэффициента Эйнштейна *B* определяется из уравнения Эйнштейна как  $B = (\mu(\phi) - 1)/\phi$  [Mardles, 1940]; экспериментально установлено, что при  $\phi \to 0$  коэффициент Эйнштейна изменяется от 1.5 до 5 [Jeffrey, Acrivos, 1976].

Объемная доля кристаллов ф определяется из эволюционного уравнения, описывающего упрощенную кинетику роста содержания кристаллов при кристаллизации, вызванной дегазацией (напр., [Tsepelev et al., 2020]):

$$\frac{D\phi}{Dt} = -\frac{\phi - \phi_{eq}}{\tau}.$$
 (12)

Все частицы в начальный момент времени имеют объемную долю кристаллов  $\phi_0$ ;  $\phi_{eq}$  объемная доля кристаллов при равновесии, которая зависит от доли воды, растворенной в магме, и температуры;  $\tau$  – характерное время роста содержания кристаллов (Crystal Content Growth Time – CCGT), необходимое кристаллам для достижения  $\phi_{eq}$ . В данной модели  $\tau$  равно 3 дням, B = 2.5,  $\phi_0 = 0.6$ ,  $\phi_{eq} = 0.83$ . Чем меньше ССGT, тем быстрее процесс кристаллизации сходится к равновесному состоянию. ССGT называют также временем релаксации, которое требуется для уменьшения разницы между фактическим ( $\phi$ ) и равновесным



 $0.60 \quad 0.65 \quad 0.70 \quad 0.75 \quad 0.80 \ 0.83$ 

**Рис.** 7. Морфология лавового потока в моменты времени 1 ч (а), 8 (б), 25 (в) и 36 (г) ч. Цветом показана объемная доля кристаллов в лаве (crustal content). Визуализация рис. 7 и 8 осуществлена с помощью графического пакета, созданного в ИММ УрО РАН [Vasev et al., 2021].

 $(\phi_{eq})$  значениями объемных долей кристаллов в *е* (~2.71828) раз по отношению к начальной разнице ( $\phi_{in} - \phi_{eq}$ ), где  $\phi_{in} = 0.6$  — объемная доля кристаллов на поверхности кратера [Tsepelev et al., 2020]. Таким образом, уравнения (11) и (12) определяют вязкость лавы в зависимости от объемной доли кристаллов.

На рис. 7 представлена модель эволюции лавового потока в последовательные моменты времени в случае, когда вязкость магматического расплава равна 10<sup>3</sup> Па с. Отчетливо видно формирование канала повышенной вязкости (темные шарики), вдоль которого течет лава (желто-красные шарики). Сначала лава заполняет внутренний кратер, затем перетекает в соседние кратеры, и после этого начинает изливаться по склону вулкана.

Результаты лавовой динамики в модели 3 при различных значениях вязкости магматического расплава  $\mu_*$  представлены на рис. 8. При малой вязкости  $\mu_* = 10^2$  Па с лава образует потоки (см. рис. 8а, 8б), и при ее увеличении лавовые купола (см. рис. 8в, 8г). Для анализа структуры вязкости лавы, на рис. 8 представлены "нарезанные" вертикальные слои лавовых структур.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023

Для этого разработано веб-приложение с открытым исходным кодом, реализующее визуализацию результатов численных расчетов задач высокой размерности [Vasev et al., 2021] на основе интерактивного подхода к визуализации, при котором получение новых результатов численного моделирования автоматически обновляет состояние визуализации [Ahrens et al., 2014]. Визуализация проводится онлайн, при которой нет необходимости перемещения результатов расчётов с вычислительного узла на конечное устройство для их визуализации. Разработанное веб-приложение позволяет создать многопараметрическую визуализацию, когда в одной сцене можно показывать результаты расчетов для различных условий, например, для одного расчетного значения времени и различных начальных условий [Starodubtsev et al., 2022; Vasev et al., 2022]. На рис. 8 видно формирование лавовой трубки (см. рис. 8д) высокой вязкости, под которой течет лавовый поток пониженной вязкости. Также видна структура лавового купола (см. рис. 8е) с толстым панцирем (черный слой на поверхности купола), который образуется при излиянии высоковязкой лавы.



**Рис. 8.** Морфология лавовых потоков для различных значений вязкости магматического расплава  $\mu_* 10^2$  Па с (а),  $10^3$  Па с (б),  $10^4$  Па с (в) и  $10^5$  Па с (г) через 32 ч после начала экструзии. Панели (д) и (е) представляют "нарезанные" лавовые структуры (в и г) соответственно. Цветом показана объемная доля кристаллов в лаве.

#### 5. ОБСУЖДЕНИЕ

В данной работе представлен метод гидродинамики сглаженных частиц для расчета трехмерных численных моделей динамики лав. Метод тестировался на примере растекания жидкости под действием гравитационных и вязких сил после "прорыва цилиндрической дамбы", и результаты расчета сравнивались с аналитическим решением задачи течения вязкой жидкости на горизонтальной поверхности. Проведены расчеты на двух сгенерированных поверхностях вулканического типа. На одной поверхности рассмотрены два случая течения лавы из жерла, находящегося на склоне вулкана: с постоянной и зависящей от времени вязкостями. На другой поверхности жерло располагается в кратере вулкана; при этом вязкость лавы зависела от объемной доли кристаллов в лаве. Показаны различные морфологические формы лавовых потоков и куполов. Также показано формирование лавового канала, лавовой трубки и лавового купола с панцирем повышенной вязкости.

Размер частиц в МГСЧ влияет на время численных расчетов — чем меньше частица, тем больше количество частиц и, следовательно, большее количество расчетов необходимо выполнить. По мере увеличения количества частиц время расчетов возрастает нелинейно. В то же время чем



**Рис. 9.** Сравнение численных расчетов для модели 1 в случае двух размеров частиц – 0.5 м (зеленые частицы) и 1 м (розовые частицы). На вставке черной линией указана область лавового потока, увеличенная на основном рисунке для лучшей визуализации результатов.

больше размер частиц, тем менее точными будут результаты расчета. Были проведены два эксперимента в модели 1 с различными размерами частиц. При диаметре частиц d = 0.5 м, максимальное количество частиц в расчете было приблизительно 10<sup>6</sup> и время расчета составило 12.5 часов на 18-ядерном вычислительном узле, описанном выше. При диаметре частиц d = 1 м, максимальное количество частиц в расчете было ~3×10<sup>5</sup> и

ное количество частиц в расчете облю ~3×10<sup>-</sup> и время расчета не превысило 7 часов. Заметим, что при толщине потока меньшего диаметра частицы, метод может некорректно моделировать течение потока. Например, на рис. 9 видно, что большие частицы (розовые) хуже приближают поток близкий к диаметру частицы (1 м), по сравнению с частицами меньшего размера (зеленые, 0.5 м).

Хотя результаты численных экспериментов получены с использованием синтетических поверхностей вулканов, они максимально приближены к реальным данным. Поэтому не представляет сложностей использование МГСЧ в моделях с реальной топографией вулканов, напр., полученных с помощью спутникового сканирования. Таким образом, метод гидродинамики сглаженных частиц представляет альтернативу сеточным методам.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.И. Короткому, О.Э. Мельнику и И.С. Уткину за обсуждение работы.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при совместной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Немецкого научного фонда (гранты РФФИ № 20-51-12002 и DFG IZ203/14-1). Численные эксперименты проводились с использованием суперкомпьютера URAN в Институте математики и механики им. Н.Н. Красовского УрО РАН, г. Екатеринбург.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ahrens J., Jourdain S., O'Leary P., Patchett J., Rogers D.H., Petersen M. An image-based approach to extreme scale in situ visualization and analysis // SC '14: Proceedings of the International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis. 2014. P. 424–434. https://doi.org/10.1109/SC.2014.40

*Bender J., Koschier D.* Divergence-free smoothed particle hydrodynamics // Proceedings of the 14th ACM SIGGRAPH Eurographics Symposium on Computer Animation, SCA '15, New York, NY, USA, Association for Computing Machinery. 2015. P. 147–155.

*Bender J., Koschier D.* Divergence-free SPH for incompressible and viscous fluids // IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics. 2017. V. 23. № 3. P. 1193–1206.

*Benz W., Asphaug E.* Simulations of brittle solids using smoothed particle hydrodynamics // Comput. Phys. Commun. 1995. V. 87. P. 253–265.

*Blake S.* Viscoplastic models of lava domes / Ed. J.H. Fink // Lava Flows and Domes; Emplacement Mechanisms and Hazard Implications. N.Y.: Springer, 1990. P. 88–126.

*Brookshaw L.* A method of calculating radiative heat diffusion in particle simulations // Publications of the Astronomical Society of Australia. 1985. V. 6. № 2. P. 207–210.

*Chandrasekhar S.* Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability. Oxford: Oxford University Press, 1961. 652 p.

*Cordonnier B., Lev E., Garel F.* Benchmarking lava-flow models / Eds A.J.L. Harris, T. De Groeve, F. Garel, S.A. Carn // Detecting, Modelling and Responding to Effusive Eruptions. Geological Society, London, Special Publications 426. 2015. P. 425.

https://doi.org/10.1144/SP426.7

*Costa A*. Viscosity of high crystal content melts: Dependence on solid fraction // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. P. L22308.

https://doi.org/10.1029/2005GL0243033

*Costa A., Caricchi L., Bagdassarov N.* A model for the rheology of particle-bearing suspensions and partially molten tocks // Geochem. Geophys. Geosys. 2009. V. 10. № 3. P. Q03010.

*Gel'fand I.M., Shilov G.E.* Generalized Functions. V. 1. Properties and Operations. Providence: AMS Chelsea Publishing, 1964. 423 p.

*Gingold R., Monaghan J.J.* Smoothed particle hydrodynamics: theory and application to non-spherical stars // Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. 1977. V. 181. P. 375–389.

*Griffiths R.W.* The dynamics of lava flows // Ann. Rev. Fluid Mech. 2000. V. 32. P. 477–518.

*Hale A.J., Wadge G.* Numerical modeling of the growth dynamics of a simple silicic lava dome // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. No 19.

https://doi.org/10.1029/2003GL018182

*Harnett C.E., Thomas M.E., Purvance M.D., Neuberg J.* Using a discrete element approach to model lava dome emplacement and collapse // J. Volcanol. Geother. Res. 2018. V. 359. P. 68–77.

*Hérault A., Bilotta G., Vicari A., Rustico E., Del Negro C.* Numerical simulation of lava flow using a GPU SPH model // Ann. Geophys. 2011. V. 54. P. 600–620.

*Huppert H.E.* The propagation of two-dimensional and axisymmetric viscous gravity currents over a rigid horizon-tal surface // J. Fluid Mech. 1982. V. 121. P. 43–58.

*Husain T., Elsworth D., Voight B., Mattioli G., Jansma, P.* Influence of conduit flow mechanics on magma rheology and the growth style of lava domes // Geophys. J. Int. 2018. V. 213. P. 1768–1784.

*Husain T., Elsworth D., Voight B., Mattioli G., Jansma P.* Morphologic variation of an evolving dome controlled by the extrusion of finite yield strength magma // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2019. V. 370. 51–64.

*Ismail-Zadeh A., Tackley P.* Computational Methods for Geodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 313 p.

*Ihmsen M., Cornelis J., Solenthaler B., Horvath C., Teschner M.* Implicit incompressible SPH // IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics. 2014a. V. 20. P. 426–435.

*Ihmsen M., Orthmann J., Solenthaler B., Kolb A., Teschner M.* SPH fluids in computer graphics / Eds S. Lefebvre, M. Spagnuolo // Eurographics State of the Art Reports. 2014b. P. 21–42.

*Jeffrey D., Acrivos A.* The rheological properties of suspensions of rigid particles // AIChE J. 1976. V. 22. P. 417–432.

*Lejeune A., Richet P.* Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosity // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 4215–4229.

*Lister J.* Viscous flows down an inclined plane from point and line sources // J. Fluid Mech. 1992. V. 242. P. 631–653

*Liu G.R., Liu M.B.* Smoothed Particle Hydrodynamics: A Meshfree Particle Method. Singapore: World Scientific, 2003. 472 p.

*Lucy L.* A numerical approach to the testing of fission hypothesis // Astronomical Journal. 1977. V. 82. P. 1013–1024.

*Mardles E.* Viscosity of suspensions and the Einstein equation // Nature. 1940. V. 145. P. 970.

*Melnik O., Sparks R.S.J.* Nonlinear dynamics of lava dome extrusion // Nature. 1999. V. 402. P. 37–41.

*Monaghan J.J.* Smoothed particle hydrodynamics // Annual Review of Astronomy and Astrophysics. 1992. V. 30. P. 543–574.

*Starodubtsev I., Vasev P., Starodubtseva Y., Tsepelev I.* Numerical simulation and visualization of lava flows // Scientific Visualization. 2022. V. 14. № 5. P. 66–76. https://doi.org/10.26583/sv.14.5.05

Starodubtseva Y., Starodubtsev I., Ismail-Zadeh A., Tsepelev I., Melnik O., Korotkii A. A method for magma viscosity assessment by lava dome morphology // J. Volcanol. Seismol. 2021. V. 15. № 3. P. 159–168. https://link.springer.com/article/10.1134/S0742046321030064

*Stasiuk M.V., Jaupart C., Sparks R.S.J.* On the variations of flow rate in non-explosive lava eruptions // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 114. P. 505–516.

*Tsepelev I., Ismail-Zadeh A., Melnik O., Korotkii A.* Numerical modelling of fluid flow with rafts: An application to lava flows // J. Geodyn. 2016. V. 97. P. 31–41.

*Tsepelev I., Ismail-Zadeh A., Starodubtseva Y., Korotkii A., Melnik O.* Crust development inferred from numerical models of lava flow and its surface thermal measurements // Ann. Geophys. 2019. V. 61. № 2. P. VO226. https://doi.org/10.4401/ag-7745

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023

*Tsepelev I., Ismail-Zadeh A., Melnik O.* Lava dome morphology inferred from numerical modelling // Geophys. J. Inter. 2020. V. 223. № 3. P. 1597–1609.

Tsepelev I.A., Ismail-Zadeh A.T., Melnik O.E. Lava dome evolution at Volcán de Colima, México during 2013: Insights from numerical modeling // J. Volcanol. Seismol. 2021. V. 15.  $\mathbb{N}$  6. P. 491–501.

*Vasev P., Porshnev S., Forghani M., Manakov D., Bakhterev M., Starodubtsev I.* Constructing 3D scenes of scientific visualization using CinemaScience Format // Proceedings of the 31st International Conference on Computer Graphics and Vision (GraphiCon 2021), Nizhny Novgorod, Russia, September 27–30, 2021 / Eds V. Galaktionov, A. Voloboy, A. Bondarev // CEUR Workshop Proceedings. 2021. V. 3027. P. 296–307. https://ceur-ws.org/Vol-3027/paper29.pdf.

Vasev P., Bakhterev M., Manakov D., Porshnev S., Forghani M. On expressiveness of visualization systems' interfaces // Scientific Visualization. 2022. V. 14 № 5. P. 77–95. https://doi.org/10.26583/sv.14.5.06

Weiler M., Koschier D., Brand M., Bender J. A physically consistent implicit viscosity solver for SPH fluids // Computer Graphics Forum. 2018. V. 37. № 2. P. 145–155. https://doi.org/10.1111/cgf.13349

Zago V., Bilotta G., Hérault A. et al. Semi-implicit 3D SPH on GPU for lava flows // Journal of Computational Physics. 2018. V. 375. P. 854–870. https://doi.org/10.1016/j.jcp.2018.07.060

Zeinalova N., Ismail–Zadeh A., Melnik O.E., Tsepelev I., Zobin V.M. Lava dome morphology and viscosity inferred from data-driven numerical modeling of dome growth at Volcán de Colima, Mexico during 2007–2009 // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 9. P. 735914. https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.735914/full.

### Three-Dimensional Numerical Modeling of Lava Dynamics Using the Smoothed Particle Hydrodynamics Method

I. S. Starodubtsev<sup>1, 2</sup>, Y. V. Starodubtseva<sup>1</sup>, I. A. Tsepelev<sup>1</sup>, and A. T. Ismail-Zadeh<sup>3, \*</sup>

<sup>1</sup>Krasovsky Institute of Mathematics and Mechanics, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Sofia Kovalevskaya str., 16, Yekaterinburg, 620990 Russia

<sup>2</sup>Ural Federal University, Mira str., 19, Yekaterinburg, 620002 Russia

<sup>3</sup>Karlsruhe Institute of Technology, Institute of Applied Geosciences, Adenauerring str., 20b, Karlsruhe, 76131 Germany \*e-mail: alik.ismail-zadeh@kit.edu

Lava domes and lava flows are major manifestations of effusive volcanic eruptions. Less viscous lava tends to flow long distances, depending on the volcanic slope topography, the eruption rate, and the viscosity of the erupted magma. When magma is highly viscous, its eruption to the surface leads to the formation of lava domes and their growth. The meshless smoothed particle hydrodynamics (SPH) method is used in this paper to simulate lava dynamics. We describe the SPH method and present a numerical algorithm to compute lava dynamics models. The numerical method is verified by solving a model of cylindrical dam-break fluid flow, and the modelled results are compared to the analytical solution of the axisymmetric thin-layer viscous current problem. The SPH method is applied to study three models of lava advancement along the volcanic slope, when the lava viscosity is constant, depends on time and on the volume fraction of crystals in the lava. Simulation results show characteristic features of lava flows, such as lava channel and tube formation, and lava domes, such as the formation of a highly viscous carapace versus a less viscous dome core. Finally, the simulation results and their dependence on a particle size in the SPH method are discussed.

Keywords: lava dome, lava flow, viscosity, morphology, numerical analysis, scientific visualization

УДК 550.93;552.313

# ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДОЛИННЫХ ЛАВОВЫХ РЕК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДЖАВАХЕТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

© 2023 г. А. В. Парфенов<sup>а, \*</sup>, В. А. Лебедев<sup>а</sup>, Г. Т. Вашакидзе<sup>b</sup>, А. И. Якушев<sup>а</sup>, Б. Д. Эдиберидзе<sup>b</sup>

<sup>*a</sup></sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,* Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия <sup>*b*</sup>A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakhishvili Tbilisi State University, Politkovskaya str., 5, Tbilisi, 0186 Republic of Georgia \**e-mail: parfenov@igem.ru* Поступила в редакцию 28.07.2022 г.</sup>

После доработки 05.10.2022 г. Принята к публикации 23.12.2022 г.

В статье представлены новые результаты геолого-стратиграфического и изотопно-геохронологического изучения молодых лав северо-восточной части Джавахетского нагорья (Малый Кавказ, Грузия). Впервые описан имеющий сложное строение долинный лавовый поток (Алгетский), общей протяженностью около 55 км, какие-либо сведения о котором ранее отсутствовали в геологической литературе. Показано, что молодой магматизм на северо-востоке Джавахетской области развивался в течение временного интервала 3.2–1.5 млн лет назад. На его ранних фазах сформировалась самая протяженная (до 100 км) из известных на Малом Кавказе долинная базальтовая лавовая река — Храмский поток (3.19 ± 0.10 млн лет назад). В последующем (2.7–2.5 млн лет назад) продолжение извержений привело к образованию здесь обширных лавовых плато (Цалкинское, Гомаретское и др.). В конце пьяченцского – начале гелазского веков (2.7–2.0 млн лет назад) в результате активности аппаратов в северной части Джавахетского хребта началось формирование сложенного базальтоидами Алгетского долинного потока, которое продолжалось в течение ~1 млн лет. Завершающая стадия его образования (1.9–1.5 млн лет назад), вероятно, связана с извержениями вулканических конусов в районе оз. Табацкури. Полученные данные, наряду с реконструкцией истории молодого магматизма, позволили проследить основные закономерности в формировании современного рельефа и сети речных долин в рассматриваемой части Малого Кавказа.

*Ключевые слова:* Малый Кавказ, Грузия, Джавахетское нагорье, неоген-четвертичный вулканизм, долинные лавовые реки, Алгетский поток, Храмский поток, изотопная геохронология, K-Ar метод **DOI:** 10.31857/S0203030623700074, **EDN:** MHJFFG

#### введение

Настоящая статья является продолжением многолетней систематической работы по изучению проявлений молодого магматизма Малого Кавказа, проводимой совместно специалистами из Республики Грузия (Геологический институт им. А. Джанелидзе) и Российской Федерации (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН). В течение последних двадцати лет нами была опубликована серия научных статей и монографий [Лебедев и др., 2003, 2007, 2008, 2019 и др.], в которых на основе результатов комплексных геологических, изотопно-геохронологических и петролого-геохимических исследований рассмотрены и решены многие важные проблемы стратиграфии и генезиса молодых магматических образований из различных неовулканических областей данно-

34

го региона. Полученные данные позволили, в том числе, предложить новый, базирующийся на результатах прецизионного изотопного датирования вариант геохронологической шкалы развития позднекайнозойской магматической активности на Малом Кавказе [Лебедев и др., 2011].

Одной из крупнейших неовулканических областей в Закавказье является Джавахетская, расположенная на смежных территориях Армении, Грузии и Турции в 40 км к западу – юго-западу от г. Тбилиси. Высокая продуктивность магматической активности в плиоцене – раннем плейстоцене (3.7–1.5 млн лет назад, [Лебедев и др., 2008]) привела к формированию здесь мощной вулканогенной толщи, сложенной преимущественно лавами основного состава [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.]. Характер эндогенной активности, геоморфологические особенности Джавахетской области, значительные объемы изверженного материала при высокой подвижности основных магм способствовали образованию в нескольких речных палеодолинах лавовых рек<sup>1</sup> протяженностью в десятки километров и мощностью до нескольких десятков метров.

Наиболее крупные лавовые реки Джавахетской области к настоящему времени достаточно детально описаны в научной литературе; изучены их морфология, состав пород, определено время формирования. В армянской части региона — это Ахурянский [Ritz et al., 2016; Трифонов и др., 2017] и Дебедский [Sheth et al., 2015; Trifonov et al., 2016] потоки, в грузинской – Куринский, Храмский и Машаверский потоки [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999; Лебедев и др., 2007; Caccavari et al., 2014 и др.]. Одним из "белых пятен" на карте Джавахетской области вплоть до последнего времени оставалась ее крайняя северо-восточная часть (к северу от современной долины р. Храми), примыкающая к южным отрогам Триалетского хребта (рис. 1). В большинстве работ предшественников [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991 и др.] и на геологических картах [Геологическая карта ..., 1957] распространенные здесь молодые лавы обычно относили к начальной части Храмского потока, возраст базальтов которого составляет около 3 млн лет [Лебедев и др., 2007, 2008]. Однако, опубликованные недавно для упомянутых вулканитов пять изотопных (K-Ar и Ar-Ar) датировок [Nomade et al., 2016] свидетельствуют об их более позднем времени образования (менее 2.3 млн лет назад), что ставит под сомнение их принадлежность к Храмскому потоку.

Нами проведены комплексные геологические исследования молодых лав северо-восточной части Джавахетской области (опробованы вулканиты хребта Бедени, ряда безымянных плато и хребтов к северу от долины р. Храми и Цалкинского водохранилища, примыкающих к южному склону Триалетского хребта; см. рис. 1), основными задачами которых являлись: 1) изучение строения разрезов позднекайнозойских вулканогенных толщ в указанном районе и их стратиграфическая корреляция на основе изотопно-геохронологических и петролого-геохимических данных; 2) подтверждение или опровержение предполагаемой предшествующими исследователями принадлеж-

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023

ности лав СВ части Джавахетской области к начальной части Храмского потока; 3) выявление вулканических центров, ответственных за формирование Храмского потока; 4) определение предпосылок и условий формирования в регионе протяженных лавовых рек, а также основных черт эволюции локальной сети речных долин на рубеже плиоцена и плейстоцена; 5) установление общих пространственно-временных закономерностей развития молодого основного магматизма в рассматриваемой части Малого Кавказа.

#### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДЖАВАХЕТСКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Джавахетская неовулканическая область, охватывающая территорию одноименного нагорья, расположена в центральной части горной системы Малого Кавказа в бассейне рек Кура (Мтквари), Храми, Машавера, Дебед и Ахурян. В качестве ее южных географических границ обычно принимают котловину озера Чилдыр, Егнахагский (Акбаба), Ширакский и Базумский хребты; на западе она ограничена долиной р. Кура, на севере — субширотным Триалетским хребтом. Восточная граница Джавахетской области условно проходит по линии Цалка–Гомарети–Дманиси–Степанаван.

Джавахетское нагорье характеризуется сильно расчлененным рельефом с максимальным перепадом высот до 1800 м. Субмеридиональные вулканические хребты чередуются здесь с межгорными впадинами и высокогорными плато (средние отметки высот — 1700—1900 м); на поверхности последних возвышаются многочисленные шлаковые и лавовые конусы, а также экструзивные купола. Высочайшие вершины региона — позднеплейстоценовые вулканы Диди-Абули (3301 м) и Самсари (3285 м) на меридиональном Самсарском хребте.

В тектоническом плане Джавахетская неовулканическая область располагается в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны (северная часть области) и Артвин-Болнисского кристаллического блока (южная часть) [Гамкрелидзе, 2000] Малокавказской континентальной палеоокраины, активной в период закрытия океанического бассейна Неотетис в юре – палеогене. Основание этого террейна сложено палеозойскими гранитнометаморфическими комплексами, которые выходят на поверхность в эрозионных окнах на востоке региона (Храмский и Локский кристаллические массивы). В юго-восточной части области породы палеозойского фундамента перекрыты юрскими вулканогенно-осадочными толщами; на остальной ее территории средний структурный ярус сложен образованиями мела-палеогена, представленными чередованием палеотипных эффузивов раз-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Под термином "лавовая река" мы понимаем единое геологическое тело, состоящее из серии формирующих непрерывный стратиграфический разрез лавовых потоков, которые заполнили палеодолину(ы) реки на ее протяженном (более 10 км) участке в течение одной или нескольких фаз активности, но в рамках одного этапа магматизма. Лавовая река могла быть образована в результате эруптивной деятельности единственного или нескольких вулканических аппаратов.




массив гранитоидов (средний-поздний карбон); 16 – геологические границы (*a* – достоверные, *б* – предполагаемые); 17 – вулканы; 18 – места опробования в работах [Nomade et al., 2016; Bewick, 2016]; 19 – геологические разрезы и точки наблюдений (цифрами обозначены: 1 – шлаковый конус у оз. Табацкури, 2 – останец у дороги Реха – Хандо, 3 – лавы в правом борту долины р. Кциа, 4 – разрез Авранло, 5 – разрез Гумбати, 6 – разрез Ашкала II, 7 – разрез Ашкала II); 20 – нец у дороги Реха – Хандо, 3 – лавы в правом борту долины р. Кциа, 4 – разрез Авранло, 5 – разрез Гумбати, 6 – разрез Ашкала II, 7 – разрез Ашкала II); 20 – 1 – озерно-алловиальные отложения; 2 – четвертичные дациты, андезиты и риолиты Самсарского хребта (800 – <30 тыс. лет); 3 – молодые вулканиты Джавах-</p> етского хребта (а – плиоценовые базальтоиды, б – четвертичные базальтовые андезиты и андезиты); 4 – неогеновые дациты Самсарского и Джавахетского хребтов; 5– нерасчлененные осадочные породы олигоцена—начала миоцена; 12—14 — вулканогенно-осадочные огложения (12 — палеоген, 13 — мел, 14 — юра); 15 — Храмский 9 — разновозрастные вулканиты Алгетского потока (5 — 1.5—1.4, 6 — 1.7, 7 — 2.0—1.8, 8 — 2.2—2.1, 9 — 2.6 млн лет); 10 — Храмский лавовый поток (3.19 ± 0.10 млн лет); 11 населенные пункты. личного состава с терригенно-карбонатными отложениями.

Развитие неоген-четвертичного магматизма Джавахетской области происходило в течение трех этапов в период с позднего миоцена по голоцен включительно [Лебедев и др., 2003]. На первом (позднемиоценовом) этапе сформировались пирокластические толши и лавовые потоки андезит-дацитового состава, ранее объединенные в годердзскую свиту [Схиртладзе, 1958]. В пределах Джавахетской области данные породы распространены только в ее крайней западной части в долинах рек Кура и Паравани. Возраст годердзской свиты по результатам изотопного датирования определен как ~7.5 млн лет [Лебедев и др., 2012; Okrostsvaridze et al., 2017]. Второй (плиоцен-раннечетвертичный) этап магматической активности являлся наиболее продуктивным. Он ознаменовался масштабными излияниями основных лав по всей территории области [Схиртладзе, 1958; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.] а также небольшими проявлениями умеренно-кислого вулканизма с адакитовой спецификой [Лебедев и др., 2019]. Интенсивные извержения базальтов — базальтовых (трахи-)андезитов из многочисленных трещинных аппаратов и шлаково-лавовых конусов послужили причиной сглаживания палеорельефа Джавахетского нагорья в конце плиоцена начале плейстоцена и привели к формированию в его пределах обширных лавовых плато (Ахалкалакское, Цалкинское и др.). Согласно изотопногеохронологическим данным магматическая активность второго этапа развивалась практически непрерывно на протяжении пяти фаз во временном интервале от 3.75 до 1.50 млн лет назад [Лебедев и др., 2008]. В научной литературе эффузивы этого возраста объединяются в ахалкалакскую свиту [Джигаури, 1991 и др.]; суммарная ее мощность в некоторых частях региона превышает первые сотни метров. В последующее время крупные реки, протекающие на территории региона (Кура, Паравани, Храми и др.), прорезали вулканические плато, сформировав новые русла. В бортах их ущелий в настоящее время наблюдаются полные разрезы ахалкалакской свиты, в составе которых часто насчитываются десятки отдельных лавовых горизонтов, иногда разделенных пачками осадочных пород, в том числе озерными отложениями [Заридзе, 1951].

На заключительном (позднечетвертичном) этапе магматизма Джавахетской области эндогенная активность была сосредоточена исключительно в пределах субмеридианального Самсарского хребта, расположенного в центральной части региона, где известно более 30 отдельных вулканических аппаратов. Среди них — крупные стратовулканы (Диди-Абули, Годореби, Шавнабада, Тавкветили и др.), кальдера Самсари, а также многочисленные небольшие лавовые и шлаковые конуса. На сегодняшний день временные рамки позднечетвертичного этапа магматизма определены как от ~800 тыс. лет назад до голоцена включительно [Лебедев и др., 2003, 2004; Messager et al., 2013]; состав пород, изверженных в это время, преимущественно отвечает дацитам и андезитам.

Интересной особенностью эволюшии молодого магматизма Джавахетской области является формирование на его втором этапе (плиоцен-начало плейстоцена) протяженных долинных лавовых рек, образовавшихся в результате мошных извержений. Лавы основного состава стекали в понижения рельефа, заполняли палеодолины рек и в итоге распространились по некоторым из них на десятки километров от центров излияния, заметно выйдя за географические границы области. Как отмечено выше, к настоящему времени в научной литературе было описано пять долинных лавовых рек ("потоков") на территории региона. Наиболее протяженным (около 90 км) и наиболее ранним (около 3 млн лет назад, [Лебедев и др., 2008]) среди них является сложенный базальтами Храмский поток, расположенный на северо-востоке региона. Начало потока, предположительно, находится к западу от Цалкинского плато, а окончание – на правобережье реки Кура у с. Илмазло (в 25 км по течению ниже г. Тбилиси), где лавы выходят на поверхность из-под осадочного чехла Куринской впадины. Расположенный в долинах рек Дзорагет и Дебед в армянской части Джавахетского нагорья [Sheth et al., 2015] Дебедский поток лишь немного ему уступает по протяженности (~85 км). Вулканиты этого потока представлены преимущественно базальтовыми андезитами, реже базальтами; их возраст составляет 2.5-2.0 млн лет [Trifonov et al., 2016]. В истоках р. Ахурян, в пограничной зоне Армении и Турции также известен лавовый поток базальтовых андезитов, имеюший относительно небольшую протяженность (около 25 км). Он сформировался в начале четвертичного периода (~2 млн лет назад; [Ritz et al., 2016; Трифонов и др., 2017]). Еще одна долинная лавовая река, сложенная раннечетвертичными (2.0-1.8 млн лет, [Лебедев и др., 2007, 2008; Garsia et al., 2010; Messager et al., 2011 и др.]) базальтами и базальтовыми андезитами – Машаверский поток, находится в восточной части региона в среднем течении р. Машавера между городами Дманиси и Болниси. Его длина составляет около 35 км при мощности от 50 до 100 м. Наиболее коротким (10-12 км) среди известных долинных потоков Джавахетского нагорья является Куринский (2.0-1.7 млн лет [Лебедев и др., 2007; Caccavari et al., 2014]), расположенный в северо-западной его части (ущелье р. Мтквари между с. Хертвиси и г. Аспиндза). Его лавы представлены базальтами, а средняя мощность составляет около 100 м.

Одной из наименее изученных к настоящему времени частей Джавахетского нагорья оставался крайний северо-восток данного региона к северу от г. Цалка, долины р. Храми и Цалкинского водохранилища, примыкающий к южным склонам Триалетского хребта (см. рис. 1). Крайне скудные сведения по геологии молодого магматизма этого района южной Грузии приведены в обзорной монографии Н.И. Схиртладзе [1958]. В середине 50-х годов прошлого века здесь проводились геолого-съемочные работы, по результатам которых были составлены геологические карты масштаба 1/50000 и 1/200000 [Геологическая карта ..., 1957], которые, однако, характеризуются слабой детальностью в отношении стратиграфического расчленения молодых вулканических образований. В тот же период и в последующем отрывочные данные с описанием некоторых характеристик неоген-четвертичных лав Цалкинского района были приведены в работах [Заридзе, Татришвили, 1951; Схиртладзе, 1959; Глевасская и др., 1976; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.].

Ограниченное количество опубликованных данных о проявлениях молодого магматизма в северо-восточной части Джавахетского нагорья сохраняло открытыми многие вопросы по вулканостратиграфии этого района, в том числе, о центрах извержения и локализации начальной части Храмского потока. Большинство исследователей [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.] условно отнесли к этой лавовой реке все выходы основных вулканитов к северу от Цалкинского водохранилища и в долине р. Кциа (исток р. Храми), не приводя данные ни о стратиграфическом положении этих эффузивов, ни об их составе. Вулканический аппарат, ставший центром излияния Храмского потока, по их мнению, мог располагаться к западу от водохранилища или даже в северной части современного Самсарского хребта, где сейчас предположительно захоронен под поздними четвертичными эффузивами.

Некоторое время назад были опубликованы первые изотопные K-Ar датировки для лав, распространенных к северу от долины р. Храми и г. Цалка [Nomade et al., 2016]. Отметим, что для некоторых образцов, изученных в этой работе, отсутствует четкая географическая привязка мест их отбора и данные о химическом составе пород. Судя по опубликованным фотоматериалам, в некоторых случаях пробы взяты из глыб вулканитов. вскрытых в осадочных отложениях рядом с шоссе. Эти обстоятельства ограничивают возможность корректного использования изотопногеохронологических данных из данной статьи для детальных стратиграфических реконструкций. Тем не менее, опубликованные в этой работе результаты исследований весьма интересны. Общий временной интервал для изученных образцов данного района составляет 2.3–1.5 млн лет назад [Nomade et al., 2016]. Это свидетельствует о том, что, по крайней мере, часть лав, распространенных на северо-востоке Джавахетской области, образовалась заметно позже излияний базальтов Храмского потока, имеющих возраст около 3 млн лет [Лебедев и др., 2007, 2008].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В период 2013-2019 гг. в ходе совместных российско-грузинских полевых работ, проведенных на территории северо-восточной части Джавахетской неовулканической области (регион Квемо-Картли Республики Грузия), нами отобрана коллекция из 26 образцов распространенных здесь молодых вулканитов (табл. 1, см. рис. 1). Опробованы, в том числе, новые разрезы молодых вулканитов Храмского потока, а также лавы, залегающие к северу от Цалкинского водохранилища и долины р. Храми. Изучено строение десяти опорных разрезов молодых вулканогенных толш, ранее неописанных в литературе. В табл. 1 представлены географические координаты мест отбора этих новых образцов, названия и основные петрографические характеристики пород, а также данные для 5 образцов вулканитов Храмского потока из статьи [Лебедев и др., 2008].

К-Аг датирование лав выполнено с помощью высокочувствительной низкофоновой методики, разработанной в ИГЕМ РАН для определения возраста молодых вулканитов. Ее подробное описание, включающее геохимическое обоснование, характеристики применяемой аппаратуры, алгоритм проведения анализа и оценки точности результатов, изложено в статье [Чернышев и др., 2006]. В качестве K-Ar геохронометра использована основная масса вулканитов. Определение концентрации радиогенного <sup>40</sup>Ar в образцах выполнено на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ (СЭЛМИ) на основе методики изотопного разбавления (трасер – моноизотоп <sup>38</sup>Ar). Содержание калия определено методом пламенной спектрофотометрии на приборе ФПА-01 (Эламцентр) с точностью  $\pm 1\%$  отн. ( $\sigma$ ). При расчетах возраста использованы международные значения констант распада калия и изотопного отношения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в земной атмосфере [Steiger, Jager, 1977]. Результаты K-Ar датирования приведены в табл. 2.

Анализы химического состава молодых вулканитов выполнены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА". Содержания главных породообразующих оксидов и концентрации некоторых реперных микроэлементов определены для всех образцов нашей коллекции (табл. 3) с помощью рентгенофлуоресцентного метода на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны) модели Axios mAX (PANalytical). Петроло-

	V		Π		
Образец	координаты с.ш./в.д.	Разрез, горизонт	Порода: название/	Вкрапленники: об. %; состав	Основная масса: текстура; состав
	WUS 84		структура		
		Алгетский	лавовый поток		
ЮГ-301/13	41°39′43.94″/ 43°55′02.40″	Гумбати, 1	TB/II(15)/SP	60; <i>Pl</i> , <i>Ol</i> , <i>Cpx</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, <i>Ap</i>
ЮГ-302/13	то же	Гумбати, 2	TB/II(5)/SP	40; <i>Pl</i> , <i>Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, Gl, <i>Ap</i>
ЮГ-303/13	*	Гумбати, 3	BTA/I/RP	5; <i>Ol</i> , ( <i>Pl</i> )	3; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, Gl
ЮГ-350/14	41°39′36.62″/ 43°53′12.07″	Авранло, 1	TB/I/SP	50; <i>Pl</i> , <i>Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, <i>Ap</i>
ЮГ-351/14	то же	Авранло, 1	TB/II(5)/SP	60; <i>Pl</i> , <i>Ol</i> , ( <i>Cpx</i> )	1; <i>Pl, Cpx, Ol</i> , Opq
ЮГ-352/14	*	Авранло, 3	TB/II(5)/SP	65; <i>Pl</i> , <i>Ol</i> , ( <i>Cpx</i> )	1; <i>Pl, Cpx, Ol</i> , Opq
ЮГ-353/14	41°39′34.59″/ 43°53′12.13″	Авранло, 4	BTA/I(5)/SP	50; <i>Pl</i> , <i>Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq
ЮГ-354/14	то же	Авранло, 5	TB/II(10)/SP	55; <i>Pl</i> , <i>Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, <i>Ap</i>
ЮГ-403/15	41°39′22.29″/ 43°57′10.77″	Ашкала I, 1	B/II(5)/SP	55; Ol, Cpx, Pl	2; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, Gl
ЮГ-404/15	41°39′23.75″/ 43°57′09.77″	Ашкала I, 5	B/I/SP	30; Ol, Pl, Cpx	1, 2; <i>Pl, Cpx, Ol</i> , Opq, Gl, <i>Ap</i>
ЮГ-405/15	41°39′34.99″/ 43°53′05.73″	Авранло, б	TB/II(10)/SP	45; <i>Pl</i> , <i>Ol</i>	1, 2; <i>Pl, Cpx, Ol</i> Opq, Gl, <i>Ap</i>
ЮГ-406/15	41°40′20.41″/ 43°50′50.67″	Правый борт долины р. Кциа у с. Реха	BA/II(10)/RP	5; <i>Ol</i> , <i>Pl</i>	3; <i>Pl</i> , <i>Ol</i> , ( <i>Cpx</i> ), Gl, Opq
ЮГ-409/15	41°40′16.24″/ 43°39′10.58″	шлаковый конус у оз. Табацкури	A/II(15)/RP	10; Ol, Cpx, (Pl)	5; <i>Pl</i> , ( <i>Cpx</i> ), Gl, Opq
ЮГ-428/16	41°38′53.87″/ 44°06′29.31″	Бешташени, 2	BA/II(10)/SP	50; Pl, Ol, Cpx	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Gl, Opq, <i>Ap</i>
ЮГ-429/16	то же	Бешташени, 1	BTA/II(5)/SP	25; Pl, Ol, Cpx	1; Pl, Ol, Cpx, Gl, Opq, Ap
ЮГ-431/16	41°41′11.80″/ 43°50′11.30″	Левый борт долины р. Кциа у с. Реха	BA/I/RP	5; <i>Ol</i> , ( <i>Pl</i> )	3, 4; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, Gl
ЮГ-601/19	41°39′37.48″/ 44°16′45.70″	оз. Тба, нижний гори- зонт	B/II(5)/SP	45; Pl, Ol, Cpx	2; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, <i>Ap</i>
ЮГ-602/19	41°39′38.04″/ 44°16′38.41″	оз. Тба, верх разреза	B/II(5)/SP	25; <i>Ol</i> , <i>Pl</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, Gl, <i>Ap</i>
ЮГ-603/19	41°38′25.26″/ 44°03′11.57″	г. Айилья, 1	BTA/II(15)/SP	55; Ol, Pl	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, Gl, <i>Ap</i>
ЮГ-604/19	41°38′27.83″/ 44°03′23.85″	г. Айилья, 2	BTA/II(10)/SP	60; <i>Pl</i> , <i>Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, Gl
ЮГ-605/19	41°38′40.12″/ 43°59′05.51″	с. Цинцкаро	BTA/II(15)/SP	35; <i>Pl</i> , <i>Ol</i>	3; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq
ЮГ-606/19	41°39′41.85″/ 43°56′32.73″	Ашкала II, верх склона	B/II(5)/SP	40; <i>Pl</i> , <i>Ol</i> , <i>Cpx</i>	2; <i>Pl</i> , <i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , Opq, <i>Ap</i>
ЮГ-607/19	41°39′35.34″/ 43°56′19.69″	Ашкала II, низ склона	BTA/II(15)/SP	35; <i>Pl</i> , <i>Ol</i>	3, 4; <i>Pl</i> , <i>Ol</i> , ( <i>Cpx</i> ), Gl, Opq
	I	Храмский	лавовый поток	1	1
ЮГ-100/00*	41°33′16.37″/ 44°32′14.90″	с. Мацевани	TB/II(15)/SP	55; Ol, Pl, Cpx	2; <i>Pl, Cpx, Ol</i> , Opq
ЮГ-101/00*	41°29′53.93″/ 44°36′36.95″	Косолари, 3	B/II(20)/SP	65; <i>Pl</i> , <i>Cpx</i> , <i>Ol</i>	2; <i>Pl, Cpx, Ol</i> , Opq

Таблица 1. Места отбора проб и основные петрографические характеристики изученных пород

Образец	Координаты с.ш./в.д. WGS 84	Разрез, горизонт	Порода: название/ структура	Вкрапленники: об. %; состав	Основная масса: текстура; состав
ЮГ-102/00*	то же	Косолари, 2	B/II(20)/SP	65; Pl, Cpx, Ol	1, 2; <i>Pl</i> , <i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , Opq
ЮГ-103/00*	*	Косолари, 1	TB/II(10)/SP	55; Pl, Cpx, Ol	1, 2; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq
ЮГ-173/05*	41°35′19.98″/ 44°07′57.18″	Дашбаши, 1	B/I/P	50; <i>Pl, Ol, Cpx</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq
ЮГ-300/13	41°37′40.28″/ 44°08′56.36″	хребет Бедени	B/II(10)/SP	50; Ol, Pl, Cpx	2; Ol, Pl, Cpx, Opq, Ap
ЮГ-400/15	41°25′45.92″/ 45°00′53.67″	с. Илмазло	TB/II(25)/P	25; Pl, Cpx, Ol	2; <i>Pl, Cpx, Ol</i> , Opq, Gl, <i>Ap</i>
ЮГ-401/15	41°29′56.90″/ 44°46′27.57″	г. Марнеули	B/II(10)/P	15; Ol, Pl, (Cpx)	2; <i>Pl, Ol, Cpx</i> , Opq, Gl

Таблица 1. Окончание

Примечание. Название пород: В – базальт, ТВ – трахибазальт, ВТА – базальтовый трахиандезит, ВА – базальтовый андезит, А – андезит. Нумерация лавовых горизонтов – снизу вверх по разрезу. Текстура и структура пород: І – массивная, II – пористая (в скобках написан объем пор), RP – субафировая (5–10 об. % вкрапленников), Р – порфировая (>10 об. % вкрапленников), SP – сериально-порфировая. Орд – рудные минералы (магнетит, ильменит, и др.), GI – вулканическое стекло. Структура основной массы: 1 – долеритовая, 2 – офитовая, 3 – гиалопилитовая, 4 – пилотакситовая, 5 – микролитовая. \* Данные из работы [Лебедев и др., 2008].

го-минералогическое изучение прозрачных шлифов выполнено авторами статьи на оптическом микроскопе OLYMPUS BX51.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Наши полевые наблюдения позволили уточнить морфологию лавовых толщ к северу от Цалкинского водохранилища, особенности их залегания, мощность и количество потоков (лавовых горизонтов) в разрезах. Наряду с результатами новых петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований это помогло прийти к заключению о том, что молодые вулканиты основного состава на северо-востоке Джавахетской области слагают две отдельные долинные лавовые реки (см. рис. 1). В южной части района исследований – это известный ранее Храмский поток. К северу от долины р. Храми и ее истока – р. Кциа, от восточных склонов Самсарского хребта вдоль южного подножья Триалетского хребта и Цалкинского водохранилища до оз. Барети и оз. Тба основные эффузивы формируют еще одну лавовую реку, имеющую сложное строение, достаточно большую протяженность (55-60 км) при относительно малой мощности (первые десятки метров). В научной литературе ее описание отсутствует. Современная орография региона показывает, что лавы заполняли здесь палеодолину правого притока р. Кура (Мтквари) – Алгети. В этой связи для данной лавовой реки нами предложено название -Алгетский поток. Рассмотрим полученные нами для молодых лав северо-востока Джавахетской области результаты более детально.

#### Особенности формирования и строения долинных лавовых рек северо-восточной части Джавахетской неовулканической области

<u>Храмский поток</u> – это одна из крупнейших долинных лавовых рек на территории Малого Кавказа. Он начинается на северо-востоке Джавахетского нагорья, где стекает в палеодолину р. Храми и заполняет ее на протяжении ~60 км, в том числе за пределами нагорья. В конечной части поток выходит на Нижнекартлийскую равнину (см. рис. 1), где формирует плащеобразный покров шириной до 10 км. Благодаря сглаженной поверхности контуры Храмского потока хорошо выделяются в современном рельефе и легко дешифрируются на космоснимках. К востоку от г. Марнеули лавовая река практически полностью перекрыта четвертичными континентальными осадками. Ее суммарная протяженность составляет не менее 90 км.

В своей начальной части в окрестностях г. Цалка и западнее Храмский поток перекрыт более молодыми вулканитами (см. рис. 1). Его первые выходы на поверхность наблюдаются в каньоне р. Храми под с. Дашбаши [Заридзе, Татришвили, 1951], где нами ранее был описан и детально изучен одноименный разрез [Лебедев и др., 2008] (рис. 2а). Молодые лавы Храмского потока. представленные здесь двумя горизонтами базальтов с возрастом 3.25 ± 0.25 млн лет (обр. ЮГ-173/05), суммарной мощностью около 30 м несогласно залегают на палеозойских гранитоидах одноименного массива. Их подошва находится на высоте около 40-50 м над уровнем современного русла р. Храми. Между гранитами и базальтами наблюдается горизонт обожженных

Образец	Разрез, горизонт	Калий, %	<sup>40</sup> Ar <sub>рад</sub> , нг/г $\pm \sigma$	<sup>40</sup> Ar <sub>возд</sub> , % (в образце)	Возраст, млн лет ± 2σ						
	Алгетский лавовый поток										
	1 импульс										
ЮГ-403/15	Ашкала I, 1	0.54	$0.0992 \pm 0.0016$	68.1	$2.64\pm0.13$						
		2 импул	ьс		•						
ЮГ-404/15	Ашкала I, 5	0.89	$0.1382 \pm 0.0024$	51.9	$2.24\pm0.14$						
ЮГ-606/19	Ашкала II, верх склона	0.75	$0.1084 \pm 0.0020$	56.7	$2.09\pm0.11$						
ЮГ-409/15	шлаковый конус у оз. Табацкури	1.42	$0.2200 \pm 0.0500$	99.0	$2.20\pm0.80$						
ЮГ-601/19	Озеро Тба	0.90	$0.1328 \pm 0.0012$	46.4	$2.13\pm0.08$						
ЮГ-602/19	Озеро Тба	0.79	$0.1193 \pm 0.0014$	53.6	$2.18\pm0.10$						
	•	3 импул	ЬС		•						
ЮГ-301/13	Гумбати, 1	0.94	$0.1250 \pm 0.0040$	69.1	$1.91\pm0.15$						
ЮГ-350/14	Авранло, 1	1.39	$0.1751 \pm 0.0020$	42.9	$1.82\pm0.07$						
ЮГ-353/14	Авранло, 4	1.39	$0.1854 \pm 0.0029$	67.5	$1.92\pm0.09$						
ЮГ-405/15	Авранло, б	1.23	$0.1633 \pm 0.0030$	61.6	$1.92\pm0.10$						
ЮГ-406/15	Правый борт долины	1.29	$0.1749 \pm 0.0018$	77.2	$1.95\pm0.07$						
	р. Кциа у с. Реха										
ЮГ-429/16	Бешташени, 1	1.31	$0.1653 \pm 0.0020$	43.3	$1.82\pm0.07$						
ЮГ-431/16	Левый борт долины	1.14	$0.1525 \pm 0.0017$	67.8	$1.93\pm0.08$						
	р. Кциа у с. Реха										
		4 импул	ЬС								
ЮГ-302/13	Гумбати, 2	1.13	$0.1365 \pm 0.0022$	59.0	$1.74 \pm 0.09$						
ЮГ-607/19	Ашкала II, низ склона	1.20	$0.1395 \pm 0.0019$	52.2	$1.68\pm0.07$						
		5 импул	ЬС								
ЮГ-303/13	Гумбати, 3	1.22	$0.1230 \pm 0.0030$	85.3	$1.45 \pm 0.10$						
ЮГ-428/16	Бешташени, 2	1.21	$0.1241 \pm 0.0026$	74.5	$1.48\pm0.08$						
ЮГ-603/19	г. Айилья, 1	1.20	$0.1234 \pm 0.0014$	52.9	$1.48\pm0.06$						
ЮГ-604/19	г. Айилья, 2	1.16	$0.1204 \pm 0.0016$	56.5	$1.50\pm0.07$						
ЮГ-605/19	с. Цинцкаро	1.18	$0.1243 \pm 0.0010$	71.5	$1.52\pm0.06$						
	Xp	амский лавов	ый поток		•						
ЮГ-100/00*	с. Мацевани	0.63	$0.1380 \pm 0.0040$	73.0	$3.16\pm0.24$						
ЮГ-101/00*	Косолари, 3	0.56	$0.1210 \pm 0.0030$	81.0	$3.10\pm0.23$						
ЮГ-102/00*	Косолари, 2	0.70	$0.1560 \pm 0.0030$	67.6	$3.22\pm0.17$						
ЮГ-103/00*	Косолари, 1	0.49	$0.1110 \pm 0.0020$	69.0	$3.26\pm0.25$						
ЮГ-173/05*	Дашбаши, 1	0.62	$0.1410 \pm 0.0040$	48.7	$3.25\pm0.25$						
ЮГ-300/13	хребет Бедени	0.44	$0.0970 \pm 0.0040$	73.0	$3.15\pm0.30$						

<b>Таолица 2.</b> Результаты К-Аг датирования пород Алгетского и храмского лавовых пот
--

Примечание. Анализированный материал для всех проб – основная масса пород. Относительная погрешность определения содержания калия – 1% отн. (**o**).

\* Данные из работы [Лебедев и др., 2008].

глин красного цвета, мощностью до 3–5 м (см. рис. 2а). Аналогичная пачка озерных глин, но меньшей мощности (до 1 м) залегает и над лавами Храмского потока. Венчает разрез эффузивная толща Цалкинского плато, образованная здесь четырьмя горизонтами базальтовых андезитов с возрастом около 2.5 млн лет, контрастно отлича-

ющихся по своему составу и петрографическому облику от более ранних вулканитов Храмского потока.

К востоку от Цалкинского водохранилища лавы Храмского потока слагают хребет Бедени, протянувшийся с запада на восток на 20–25 км

## ПАРФЕНОВ и др.

Поток	Алгетский									
060000	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-
Ооразец	301/13	302/13	303/13	350/14	351/14	352/14	353/14	354/14	403/15	404/15
Порода	ТВ	TB	BTA	ТВ	ТВ	ТВ	BTA	TB	В	В
			Пор	одообразу	ющие окс	иды, мас.	%			
SiO <sub>2</sub>	50.71	51.67	53.65	51.48	51.26	50.87	51.95	51.78	47.63	47.58
TiO <sub>2</sub>	1.25	1.27	1.36	1.36	1.26	1.36	1.33	1.28	1.53	1.82
$Al_2O_3$	16.94	16.48	16.44	16.64	16.79	16.37	16.35	16.58	16.64	16.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.75	9.73	9.12	9.87	9.54	10.31	10.04	9.46	11.86	12.23
MnO	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.17	0.17
MgO	5.52	6.01	5.37	5.71	5.79	6.12	5.81	6.14	8.54	7.32
CaO	9.37	8.94	7.77	9.15	9.15	9.25	8.76	9.15	9.47	9.50
Na <sub>2</sub> O	3.81	3.90	4.03	3.96	3.80	3.89	3.91	3.87	3.29	3.64
K <sub>2</sub> O	1.17	1.24	1.39	1.25	1.22	1.22	1.27	1.20	0.58	0.83
$P_2O_5$	0.44	0.40	0.35	0.44	0.46	0.45	0.44	0.40	0.30	0.42
ппп	0.88	0.23	0.38	< 0.10	0.59	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	0.17
TA	5.02	5.15	5.44	5.21	5.05	5.11	5.18	5.07	4.07	4.76
Mg#	0.53	0.55	0.54	0.54	0.55	0.54	0.54	0.56	0.59	0.55
C	1	I	I		CIPW	I	I	I	I	I
Qz	-	-	1.35	_	_	—	—	-	-	—
Or	6.98	7.34	8.25	7.39	7.25	7.21	7.51	7.09	3.67	5.22
Ab	32.53	33.07	34.23	33.51	32.24	32.92	33.08	32.75	29.17	29.37
An	29.90	23.85	22.75	23.93	25.30	23.60	23.31	23.32	27.65	24.17
Nph	-	_	_	_	_	_	_	_	_	1.88
Di	14.90	14.54	11.03	15.05	14.03	15.67	13.99	14.91	12.88	15.25
Нур	5.10	7.39	14.31	5.18	7.71	2.95	9.75	7.34	0.61	—
Ol	6.58	5.63	—	6.45	5.18	8.96	3.83	5.59	17.18	14.09
Mag	4.82	4.83	4.89	4.91	4.72	5.07	4.99	4.66	5.14	5.59
Ilm	2.40	2.42	2.59	2.58	2.41	2.58	2.53	2.43	2.97	3.45
Ap	1.05	0.95	0.83	1.04	1.10	1.07	1.04	0.95	0.76	1.02
				Микро	элементы	ι, г/т				
Cr	147	144	119	120	143	136	133	135	236	163
Sc	20	19	17	18	18	18	18	18	25	22
V	155	159	146	161	146	162	152	149	164	178
Co	35	35	29	32	33	35	32	33	49	44
Ni	121	123	93	101	120	117	106	113	210	147
Cu	60	59	49	50	63	58	56	56	82	81
Zn	88	91	83	86	86	89	89	82	89	91
Rb	17	20	25	18	18	18	20	19	7	10
Sr	715	585	495	610	737	691	569	576	461	745
Y	28	30	26	31	27	30	32	31	30	31
Zr	156	171	185	156	147	151	164	159	132	161
Nb	15	15	13	14	14	15	14	15	8	11
Ba	402	412	363	427	409	380	411	406	175	283
Pb	6	5	5	4	5	4	5	4	2	4

Таблица 3. Результаты химических анализов (породообразующие оксиды и некоторые микроэлементы) для изученных пород Алгетского и Храмского лавовых потоков, полученные рентгенофлюоресцентным методом

Поток	Алгетский										
Ofnasau	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	
Образец	405/15	406/15	409/15	428/16	429/16	431/16	601/19	602/19	603/19	604/19	
Порода	TB	BA	Α	BA	BTA	BA	В	В	BTA	BTA	
Породообразующие оксиды, мас. %											
SiO <sub>2</sub>	51.65	53.37	57.36	52.36	52.39	52.64	50.16	50.10	51.88	52.11	
TiO <sub>2</sub>	1.22	1.24	1.06	1.23	1.39	1.31	1.68	1.68	1.33	1.34	
$Al_2O_3$	16.99	16.47	16.33	17.34	17.21	17.41	16.39	16.98	17.00	16.59	
$Fe_2O_3$	9.35	9.30	7.90	9.11	9.40	9.00	10.80	10.92	9.30	9.37	
MnO	0.14	0.13	0.11	0.14	0.15	0.14	0.17	0.18	0.15	0.16	
MgO	5.59	5.27	4.58	5.44	4.94	5.71	6.56	5.78	5.42	5.58	
CaO	9.21	7.86	6.43	8.81	8.30	8.10	8.69	8.81	8.93	8.69	
Na <sub>2</sub> O	3.85	3.79	3.92	3.80	4.29	3.96	4.00	4.05	4.04	4.14	
K <sub>2</sub> O	1.17	1.44	1.69	1.19	1.31	1.16	0.93	0.85	1.27	1.30	
$P_2O_5$	0.38	0.40	0.25	0.42	0.45	0.41	0.39	0.39	0.42	0.45	
ППП	0.45	0.71	0.37	0.60	0.24	0.50	_	_	_	_	
ТА	5.04	5.27	5.63	5.00	5.61	5.13	4.94	4.91	5.32	5.45	
Mg#	0.54	0.53	0.54	0.54	0.51	0.56	0.55	0.51	0.54	0.54	
2					CIPW						
Qz	_	1.98	7.60	_	_	_	_	_	_	_	
Or	6.95	8.57	10.03	7.04	7.76	6.87	5.51	5.04	7.53	7.70	
Ab	32.72	32.31	33.29	32.21	36.36	33.56	33.93	34.36	34.27	35.13	
An	25.74	23.85	22.05	26.79	23.88	26.35	24.08	25.71	25.56	22.92	
Nph	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	
Di	14.31	10.37	6.73	11.53	11.69	9.06	13.41	12.63	13.84	14.04	
Нур	8.26	14.90	13.52	14.40	8.53	16.15	3.43	3.94	6.83	7.01	
Ol	4.21	_	_	0.25	3.25	0.10	10.32	8.94	4.78	4.84	
Mag	4.62	4.73	4.19	4.48	4.85	4.48	5.24	5.29	4.69	4.78	
Ilm	2.33	2.37	2.02	2.34	2.65	2.49	3.20	3.20	2.53	2.55	
Ap	0.90	0.95	0.59	1.00	1.07	0.97	0.93	0.93	1.00	1.07	
				Микр	оэлемент	ы, г/т					
Cr	149	132	96	155	91	149	173	189	133	145	
Sc	19	18	15	—	—	—	—	—	—	—	
V	139	146	112	157	153	167	143	161	125	131	
Co	34	30	27	34	36	28	40	39	34	32	
Ni	122	90	94	102	83	105	142	136	102	106	
Cu	61	47	56	48	55	53	50	63	50	38	
Zn	86	86	74	91	93	91	86	91	86	86	
Rb	17	28	39	20	21	19	13	12	17	20	
Sr	605	623	523	620	600	635	505	517	627	613	
Y	27	27	18	31	29	27	32	33	29	32	
۷r Nil	154	173	152	154	1/5	1/3	169	163	160	165	
IND	14	15	11 410	12	13	14	14	13	1/	1/	
ва Ph	5/4	430 &	418 8	380	408	441	253	240 5	3/3 &	389 11	
10	U	0	0	_		_	5	5	0	11	

Таблица 3. Продолжение

Таблица 3. Продолжение

Поток	I	Алгетский	İ	Храмский								
Образец	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	ЮГ-	
Образец	605/19	606/19	607/19	100/99*	101/99*	102/99*	103/99*	173/05*	300/13	400/15	401/15	
Порода	BTA	В	BTA	TB	В	В	TB	TB	В	В	TB	
Породообразующие оксиды, мас. %												
SiO <sub>2</sub>	52.23	48.52	51.94	50.23	51.31	50.23	50.88	50.46	47.33	48.78	50.40	
TiO <sub>2</sub>	1.30	1.73	1.35	1.41	1.38	1.63	1.30	1.32	1.50	1.57	1.70	
$Al_2O_3$	16.91	16.35	16.57	17.75	17.23	17.01	17.73	17.39	16.65	16.90	16.39	
$Fe_2O_3$	9.10	11.30	9.33	10.43	9.79	10.98	9.88	9.90	11.64	11.48	11.61	
MnO	0.15	0.17	0.15	0.13	0.13	0.14	0.13	0.16	0.17	0.16	0.16	
MgO	5.78	7.35	5.79	6.62	5.66	6.89	5.84	7.25	7.99	6.43	5.91	
CaO	8.60	9.24	8.76	8.76	8.94	8.86	8.82	9.26	10.85	9.01	8.37	
Na <sub>2</sub> O	3.95	3.79	4.09	4.22	3.86	3.87	4.27	3.34	3.20	3.80	3.99	
K <sub>2</sub> O	1.28	0.85	1.29	0.98	0.88	0.96	0.97	0.68	0.43	0.79	1.06	
$P_2O_5$	0.43	0.41	0.45	0.37	0.33	0.34	0.39	0.23	0.24	0.34	0.41	
ППП	_	_	_	0.01	0.35	0.07	0.24	_	< 0.10	0.74	< 0.10	
TA	5.24	4.65	5.39	5.15	4.76	4.79	5.23	4.02	3.63	4.62	5.05	
Mg#	0.56	0.57	0.55	0.56	0.54	0.56	0.54	0.59	0.58	0.53	0.50	
CIPW												
Qz	—	—	_	—	—	—	—	—	_	—	—	
Or	7.59	5.04	7.65	5.74	5.23	5.62	5.72	4.02	2.54	4.70	6.26	
Ab	33.52	30.25	34.07	33.41	32.83	32.45	36.06	28.26	24.17	32.39	33.76	
An	24.70	25.16	23.11	26.36	27.22	25.97	26.29	30.45	29.80	26.92	23.68	
Nph	—	1.04	_	1.07	_	—	—	—	1.57	_	—	
Di	12.33	14.644	14.15	1.59	12.33	12.43	12.01	11.29	18.20	12.89	12.33	
Нур	10.88	—	6.53	—	11.00	2.57	0.52	12.64	—	0.71	6.15	
Ol	2.96	14.32	5.53	13.27	3.30	11.93	11.15	5.86	15.40	13.17	7.98	
Mag	4.57	5.32	4.74	5.08	4.72	5.19	4.90	4.44	4.96	5.43	5.67	
Ilm	2.48	3.30	2.57	2.66	2.64	3.07	2.47	2.51	2.85	3.01	3.23	
Ар	1.02	0.97	1.07	0.86	0.78	0.80	0.92	0.55	0.57	0.81	0.97	
Cr	120	10.2	100	N   146	икроэле:	менты, г/'	Г 120	1(0	202	202	100	
Cr Sa	129	185	123	140	148	1/0	138	108	202	202	108	
SC V	126	152	120	21 125	27 159	24 164	24 127	121	30 195	23 174	19	
v Co	20	30	31	155	30	104	32	30	105	1/4	102	
CU Ni	29 101	39 1/0	100	126	122	126	103	50 60	40 156	165	57 85	
Cu	55	72	58	77	82	78	84	72	77	70	50	
Cu Zn	89	85	92	65	63	78 74	60	72	82	90	95	
Rh	20	14	21	16	12	14	14	9	5	8	17	
Sr	608	769	612	530	449	512	466	351	450	531	532	
Y	27	31	29	34	34	33	39	26	29	28	34	
Zr	170	151	166	190	160	187	168	121	122	156	186	
Nb	18	13	19	11	12	15	12	8	6	10	12	
Ва	393	241	338	362	329	336	351	260	142	249	308	
Pb	8	2	10	_	—	—	—	—	2	5	5	

Примечание. При расчете нормативного минерального состава содержание (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)total пересчитано на FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> согласно формуле из работы [Le Maitre, 1976].

\* Данные из работы [Лебедев и др., 2008]. Параметры ТА и Mg# рассчитаны для содержаний макрокомпонентов, пересчитанных на 100% сухого вещества.



**Рис. 2.** Фотографии разрезов лавовых рек СВ части Джавахетской области. а – разрез Дашбаши Храмского потока (левый борт каньона реки Храми под с. Дашбаши), б – разрез Гумбати Алгетского потока (правый борт долины р. Гумбати). На врезках показаны линзы обожженных озерных отложений в подошве Храмского потока (а) и между лавами разновозрастных горизонтов Алгетского потока (б).

(см. рис. 1), с обрывистыми северными и пологими южными склонами. Ширина лавовой реки на данном участке в среднем колеблется в интервале 1—2 км, а ее мощность достигает 100 м. В основании молодой вулканогенной толщи в этом районе залегают палеозойские гранитоиды. Согласно данным [Заридзе, Татришвили, 1951], хребет Бедени — это смятый в антиклинальную складку лавовый покров. Однако, по нашим наблюдениям он скорее представляет собой моноклиналь с падением слагающих ее горизонтов базальтов на юг. В западной части хребта на его гребне нами отобран образец ЮГ-300/13 (см. табл. 1), возраст ( $3.15 \pm 0.30$  млн лет) и состав (базальт) которого близки таковым для ранее изученных нами лав Храмского потока из его других частей (см. табл. 2, 3, рис. 3).



**Рис. 3.** Классификационные диаграммы для изученных лав Джавахетской неовулканической области.  $a - SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  [Le Bas et al., 1986],  $\delta - SiO_2 - K_2O$  [Peccerillo, Taylor, 1976], B - AFM [Irvine, Baragar, 1971]. Использованы авторские данные и из работ [Лебедев и др., 2008; Bewick, 2016; Nomade et al., 2016]. Цифрами на рисунке обозначены поля составов разновозрастных вулканитов:  $1 - Храмского потока (3.19 \pm 0.10 млн лет назад); 2 - северной ветви Алгетского потока (<math>a - I$  импульс, 2.7 - 2.6;  $\delta - II$  импульс, 2.2 - 2.1 млн лет назад); 3 - южной ветви Алгетского потока (<math>a - III импульс, 2.0 - 1.8;  $\delta - IV$  импульс, 1.75 - 1.65; e - V импульс, 1.5 - 1.4 млн лет назад); 4 - Цалкинского плато (около 2.5 млн лет назад).

У восточного окончания хребта Бедени Храмский лавовый поток разделяется на две ветви. Более короткая из них (6–7 км) отходит на юго-запад, в ущелье р. Клдеиси, где в настоящее время залегает на верхней террасе правого борта долины непосредственно на палеозойских гранитоидах (см. рис. 1). Основная ветвь лавовой реки сначала поворачивает на юго-восток, затем на восток, следуя направлению палеорусла р. Храми. В районе г. Тетри-Цкаро Храмский поток выходит на Нижнекартлийскую равнину. Здесь подвижные базальтовые лавы растеклись широким плащеобразным покровом, ширина которого достигает 10—12 км при средней мощности около 30 м. В центральной части поток на всю мощность прорезан современной долиной р. Храми, рассекающей его на две части в направлении с запада на восток (см. рис. 1). На отрезке между городами Тетри-Цкаро и Марнеули молодые лавы залегают на вулканогенно-осадочных образованиях мела палеогена.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023



**Рис. 4.** Микрофотографии базальтов Храмского потока (а, б) и лав Алгетского потока (в – базальтовый андезит, г – базальтовый трахиандезит). Николи скрещены. 1 – плагиоклаз, 2 – оливин, 3 – клинопироксен.

В средней части Храмского потока нами ранее был изучен разрез Косолари [Лебедев и др., 2008], расположенный близ одноименной деревни. Здесь в ущелье р. Храми на меловых известняках несогласно залегают три горизонта базальтов, обшей мошностью около 30-40 м. Подошва молодой вулканогенной толщи находится на высоте 80-90 м над уровнем современного речного русла. Возраст лав по нашим данным составляет 3.25-3.10 млн лет (см. табл. 2). Аналогичные базальты были описаны нами в этой части Храмского потока в карьере Мацевани, расположенном в 5 км к северу. В работе [Bewick, 2016] приведены данные о химическом составе базальтов разреза Косолари, а также разреза Самшвилде, расположенного в 4 км выше по течению р. Храми, хорошо согласующиеся с полученными нами ранее результатами.

Нами дополнительно изучены лавы Храмского потока у г. Марнеули, где молодые вулканиты начинают погружаться под четвертичные осадки

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023

Нижнекартлийской равнины, а также в его конечной части — у с. Илмазло на правобережье р. Кура. В этом районе молодые лавы не выходят на дневную поверхность и вскрыты исключительно в небольших карьерах. Полученные для двух новых образцов (ЮГ-400/15 — с. Илмазло, ЮГ-401/15 — г. Марнеули, см. табл. 1) данные показывают, что лавы Храмского потока на его конечном участке представлены базальтами, близкими по своим геохимическим характеристикам вулканитам других частей этой лавовой реки (см. табл. 3, рис. 3).

Совокупность опубликованных и полученных нами новых K-Ar датировок (см. табл. 2) показывает, что Храмский поток сформировался в конце плиоцена, около 3 млн лет назад (средневзвешенное значение –  $3.19 \pm 0.10$  (2 $\sigma$ ) млн лет). Отметим, что ни в одном из изученных разрезов не наблюдается стратиграфического несогласия между горизонтами лав потока, что может говорить о кратковременности его формирования. Несмотря на

значительную протяженность лавовой реки, породы, отобранные нами в разных ее частях, характеризуются близостью петрографического облика и химического состава (см. табл. 1, 3, рис. 3, рис. 4а, 4б). Вулканиты представлены преимущественно пористыми (объем пор от 10 до 25 об. %), реже массивными базальтами с порфировой или сериально-порфировой структурой. Фенокристы – оливин, клинопироксен (авгит или титанистый авгит) и плагиоклаз (андезин-лабрадор). Основная масса лав – долеритовая или офитовая, сложена микрокристаллами той же ассоциации, рудным минералом и акцессорным апатитом. По своему химическому составу породы Храмского потока – это известково-щелочные или умеренно-калиевые базальты, реже трахибазальты (SiO<sub>2</sub> – 47.3–51.6, MgO - 5.7 - 8.0,  $TiO_2 - 1.3 - 1.7$ ,  $Na_2O + K_2O - 3.6 - 3.6$ 5.2 при K<sub>2</sub>O – 0.4–1.1 мас. %) (см. табл. 3, рис. 3). Они отличаются невысокой магнезиальностью (0.50-0.59), демонстрируют широкие вариации концентраций Ni (70-170 г/т) и Cr (110-200 г/т), что указывает на участие процессов кристаллизационной дифференциации в их петрогенезисе. Базальты заметно обогащены Sr (350-530 г/т) и Zr (120–190 г/т). В их нормативном минеральном составе (CIPW NORM) присутствуют оливин и клинопироксен, в некоторых породах вместе с ортопироксеном.

Если место окончания Храмского потока хорошо известно, то расположение вулканического аппарата или аппаратов, извержения которых привели к формированию этой протяженной лавовой реки остается до конца невыясненным. Как отмечено выше, в окрестностях г. Цалка базальты Храмского потока выходят на дневную поверхность из-под эффузивной толщи Цалкинского плато, в нижней части сложенной базальтовыми андезитами с возрастом около 2.5 млн лет, а в верхней — дацитами, андезитами и базальтовыми андезитами вулканов Кир-Даг, Иняк-Даг, Булаг-Даг (Цкаросмта) и др., образовавшимися в начале плейстоцена (около 2 млн лет назад [Лебедев и др., 2008; Nomade et al., 2016]). Комплексное геологическое изучение опорных разрезов вулканитов, распространенных к северу от Цалкинского водохранилища, долины р. Храми и ее истока – р. Кциа, показывает, что вопреки мнению предшественников [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.] базальты Храмского потока в этой части Джавахетской области отсутствуют. Молодые вулканиты в данном районе имеют иные возраст (2.7-1.5 млн лет) и химический состав (базальты – базальтовые трахиандезиты, см. рис. 3). Соответственно, нет каких-либо оснований предполагать, что начало лавовой реки расположено к северо-востоку от Цалкинского водохранилища. По нашему мнению, наиболее вероятным местоположением вулканов, активных около 3 млн лет назад и извергавших базальтовые лавы Храмского потока является центральный сегмент Джавахетского хребта (между вершинами Чикиани и Агрикар), характеризующийся наличием как крупных стратовулканов, так и многочисленных шлаково-лавовых конусов. Вулканостратиграфия этого района до настоящего времени остается малоизученной.

Алгетский поток. Вдоль южного склона Триалетского хребта с запада на восток более чем на 55 км (от восточных склонов Самсарского хребта до современных истоков р. Алгети) протягивается узкое (шириной от первых сотен метров до 3-4 км) поле молодых лав (см. рис. 1), отделенное от остальной части Джавахетской области депрессией долины р. Храми и Цалкинского водохранилища. Как отмечено выше, проведенные полевые и аналитические исследования показали, что здесь располагается тело ранее неописанной в научной литературе долинной лавовой реки, заполнившей палеорусло р. Алгети – Алгетского потока. Нами в рассматриваемой части Джавахетской области с разной степенью детальности изучена серия опорных разрезов (12 штук) молодых вулканитов, получены данные о вещественном составе и возрасте пород (проведено К-Аг датирование 20 новых образцов, см. табл. 2), что позволило расшифровать историю и особенности формирования Алгетского потока. Отметим, что его лавы залегают преимущественно на озерно-аллювиальных отложениях, широко распространенных в этом районе [Заридзе, Татришвили, 1951].

В своей начальной части у северо-восточного окончания субмеридионального Самсарского хребта вулканиты Алгетского потока практически полностью перекрыты позднеплейстоценовыми лавами вулканов Тавкветили и Шавнабада (см. рис. 1). Их выходы на поверхность в этом районе по данным дешифрирования космических снимков начинаются в окрестностях сел Реха, Хандо и Кизил-Килиса. У с. Реха описываемые лавы бронируют правый борт долины р. Кциа (исток р. Храми). Небольшой останец молодых вулканитов также описан нами и на левобережье долины, у дороги Реха-Хандо. По-видимому, ширина лавовой реки в этой ее части была максимальной (до 4 км). В данном районе нами было отобрано два образца основных вулканитов Алгетского потока (ЮГ-406/15 и ЮГ-431/16, см. рис. 1, табл. 1). По химическому составу они соответствуют базальтовым андезитам. Согласно полученным K-Ar датировкам, возраст данных пород составляет  $1.95 \pm 0.07$  и  $1.93 \pm 0.08$  млн лет соответственно (см. табл. 2).

К востоку, в районе с. Авранло Алгетский поток резко сужается – до 1 км и в ряде мест даже



Рис. 5. Строение Алгетского потока в районе сел Авранло-Гумбати-Ашкала.

еще сильнее; далее такая его ширина выдерживается на значительном расстоянии вплоть до окрестностей с. Санта (см. рис. 1, рис. 5). В настоящее время поток, протянувшийся на этом участке в субширотном направлении, в трех местах на всю свою мощность прорезан поперечными ущельями рек Кциа, Гумбати и Ашкала. Он вплотную примыкает здесь к южному склону Триалетского хребта, сложенного осадочными толщами палеогена и палеовулканитами мела.

В ущелье р. Кциа, на участке, где она прорезает Алгетский поток в направлении СЗ-ЮВ, расположен разрез Авранло, названный так в честь близлежащей деревни. В разные годы нами было отобрано здесь 6 образцов лав из его нижних горизонтов (см. табл. 1, рис. 5, 6), стратиграфического несогласия или прослоев осадков, между которыми не наблюдается. Верхняя часть разреза осталась неизученной (согласно полевым наблюдениям, она может включать еще до 10 горизонтов вулканитов). Суммарная мощность молодой вулканогенной толщи в разрезе Авранло достигает примерно 50-60 м (см. рис. 6), количество лавовых горизонтов в данном разрезе максимально для Алгетского потока. По химическому составу отобранные нами породы близки между собой и представлены трахибазальтами (см. табл. 3). Три образца из нижней части данного разреза (горизонты 1, 4 и 6) были датированы К-Ar методом: полученные датировки совпадают в пределах погрешности (см. табл. 2) при средневзвешенном значении 1.87  $\pm$  0.06 (2 $\sigma$ ) млн лет. Очевидно, что лавы нижней части разреза Авранло одновозрастны вулканитам Алгетского потока, изученным в окрестностях с. Реха, хотя отличаются от последних более основным химическим составом. Отметим, что наблюдаемое резкое уменьшение ширины лавовой реки к востоку от с. Авранло, вероятно,

объясняется сужением коллектора – палеорусла р. Алгети на данном его участке, где оно было "прижато" вплотную к склону Триалетского хребта, а количество лавовых горизонтов – глубиной палеорусла.

В 2.5 км восточнее, на правом борту одноименной реки находится разрез Гумбати, который является одним из ключевых для понимания строения Алгетского потока (см. рис. 26, 5). При относительно небольшой суммарной мощности (до 20 м) в его строении участвуют три горизонта лав, нижние два из которых разделены маломощным слоем обожженной почвы (см. рис. 26, врезка). Породы нижнего горизонта представлены трахибазальтами, аналогичными по составу и возрасту (обр. ЮГ-301/13, 1.91 ± 0.15 млн лет, см. табл. 2, 3) лавам нижней части разреза Авранло. Второй горизонт, залегающий выше прослоя обожженной палеопочвы, также сложен трахибазальтами, но имеющими более молодой возраст (обр. ЮГ-302/13, 1.74 ± 0.09 млн лет). Лавы верхнего горизонта представлены наименее основными в разрезе базальтовыми трахиандезитами с возрастом 1.45 ± 0.10 млн лет (обр. ЮГ-303/13, см. табл. 2). Отметим, что опубликованная для этих пород в статье [Nomade et al., 2016] К-Аг датировка (обр. TS-06-08, 1.48 ± 0.03 млн лет) хорошо согласуется с нашими новыми данными. Таким образом, вулканиты трех горизонтов разреза Гумбати являются разновозрастными и образовались в течение трех отдельных импульсов магматической активности. Важно отметить, что на данном участке лавовой реки эффузивы Алгетского потока тектонически деформированы и не находятся в первичном залегании. В разрезе Гумбати они образуют антиклинальную складку с падением на юг; далее к востоку горизонты лав залегают аналогичным образом, что часто затрудняет оценку



**Рис. 6.** Опорные разрезы Алгетского лавового потока (ломаный профиль 3–В). Горизонты в разрезах пронумерованы снизу вверх (номера даны в скобках). Образец 14-039 – из работы [Bewick, 2016], пробы TS-03-08, TS-06-08 и TS-01-09 – из работы [Nomade et al., 2016].

1–5 – разновозрастные лавы, слагающие Алгетский поток: 1 – 1.5–1.4, 2 – 1.75–1.65, 3 – 2.0–1.8, 4 – 2.2–2.1, 5 – 2.6 млн лет; 6–10 – типы пород: 6 – базальт, 7 – трахибазальт, 8 – базальтовый андезит, 9 – базальтовый трахиандезит, 10 – андезит.

Примечание: мощности разрезов на данном рисунке даны условно в связи с нахождением лав во вторичном наклонном залегании.

фактической мощности молодой вулканогенной толщи.

Далее к ЮВ Алгетский поток протягивается вдоль с. Ашкала. Здесь лавы изучены в двух разрезах – Ашкала II (непосредственно над селом) и Ашкала I (в каньоне одноименной реки к северовостоку от села, см. рис. 5). Разрез Ашкала II имеет сложное строение: горизонты молодых лав, находящиеся во вторичном залегании с падением на юг, перекрывают здесь две расположенные непосредственно друг над другом террасы палеодолины р. Алгети. В разрезе вулканитов нижней террасы (см. рис. 6, секция "а" разреза Ашкала II) наблюдается три горизонта лав, контакты между которыми скрыты коллювием. Нами изучен средний из них (обр. ЮГ-607/19, см. табл. 1). Согласно полученным данным, породы данного горизонта представлены базальтовыми трахиандезитами с возрастом  $1.68 \pm 0.07$  млн лет (см. табл. 2). Химический состав (см. табл. 3, рис. 3) и возраст этих вулканитов близок таковым для лав среднего горизонта разреза Гумбати. Таким образом, над с. Ашкала на нижней террасе палеодолины, скорее всего, располагаются те же три лавовых горизонта Алгетского потока, что и в расположенном западнее разрезе Гумбати.

В разрезе лавовой толщи, перекрывающей верхнюю террасу палеодолины р. Алгети над с. Ашкала (см. рис. 6, секция "б" разреза Ашкала II), наблюдается несколько горизонтов вулканитов. Нами изучены породы самого верхнего из них (обр. ЮГ-606/19, см. табл. 1). По химическому составу это базальты; их возраст составляет  $2.09 \pm 0.11$  млн лет (см. табл. 2, 3). Отметим, что породы такого состава и возраста отсутствуют в начальной части Алгетского потока; их появление в разрезах лавовой реки за-

фиксировано нами именно в разрезах в районе современного с. Ашкала.

Разрез Ашкала I в правом борту одноименной реки (см. рис. 5) вскрывает лавы верхней террасы палеодолины р. Алгети. Здесь нами отобрано два образца вулканитов из его нижней (обр. ЮГ-403/15) и средней частей (обр. ЮГ-404/15, см. рис. 6). В изученной части разреза наблюдается до 5 горизонтов лав в моноклинальном залегании с падением на юг; контакты между ними перекрыты коллювием. Породы верхнего горизонта представлены базальтами и по своему составу и возрасту являются аналогом вулканитов, изученных в разрезе Ашкала II на верхней террасе палеодолины (см. рис. 3, 6). Образец ЮГ-403/15 из нижнего горизонта также представлен базальтом, но с составом, отличным от образцов ЮГ-404/15 и ЮГ-606/19 и одновременно близким к основным лавам Храмского потока. При этом он имеет заметно более "древний" возраст  $-2.64 \pm 0.13$  млн лет, по сравнению с базальтами верхней части разреза Ашкала I (см. табл. 2). Отметим, что аналогичных вулканических образований на сегодняшний день нами не обнаружено ни в одном другом из изученных разрезов Алгетского потока.

В 3-х км восточнее от разреза Ашкала I к северу от с. Цинцкаро нами опробованы лавы Алгетского потока из небольшой пологой гряды (обр. ЮГ-605/19), сложенной базальтовыми трахиандезитами с возрастом 1.52 ± 0.06 млн лет (см. табл. 1, 2), которые близки лавам верхнего горизонта разреза Гумбати.

В окрестностях с. Санта и оз. Узунгёль (см. рис. 1) Алгетский поток разделяется на две ветви, между которыми находится депрессия, заполненная осадочными отложениями. Его северная ветвь протягивается в С-СВ направлении вдоль склона Триалетского хребта через северные окрестности современных сел Кариаки, Сабечиси и Барети, оканчиваясь в районе оз. Тба (Гохнари), где сейчас молодые лавы бронируют правый борт современной долины р. Алгети. Нами изучены лавы северной ветви в ее конечной части, в окрестностях оз. Тба, где они слагают уступ над шоссе Тбилиси-Цалка. Здесь в разрезах наблюдается от трех до пяти горизонтов лав, представленных базальтами. Нами датированы два образца, ЮГ-601/19 из нижнего горизонта и ЮГ-602/19 из верхней части разреза, представленные базальтами (см. рис. 3). Полученные для этих лав значения возраста  $(2.13 \pm 0.08$  и  $2.18 \pm 0.10$  млн лет, см. табл. 2) совпадают между собой. Таким образом, вулканиты конечной части северной ветви Алгетского потока по своему составу и возрасту являются аналогами основных лав верхней части разреза Ашкала I и верхней палеотеррасы в разрезе Ашкала II (см.

рис. 6). Отметим, что в статье [Nomade et al., 2016] для базальтов района оз. Тба была приведена K-Ar датировка 2.17  $\pm$  0.05 млн лет (обр. TS-01-09), которая хорошо согласуется с нашими данными.

Более короткая южная ветвь Алгетского потока протягивается от окрестностей с. Санта в восточном направлении вдоль северного берега Цалкинского водохранилища и оканчивается к востоку от с. Бешташени в районе с. Имера (см. рис. 1). Ее строение изучено нами в двух разрезах.

На северном берегу Цалкинского водохранилища, в 6 км к востоку от разреза Ашкала, у дороги Бешташени – Санта (южный склон горы Айилья) нами были отобраны лавы, слагающие здесь верхнюю часть разреза южной ветви Алгетского потока (обр. ЮГ-603/19 и ЮГ-604/19). Изученные породы имеют близкий состав (базальтовые трахиандезиты, см. табл. 3) и возраст (около 1.5 млн лет, см. табл. 2). Полученные данные показывают, что лавы горы Айилья, изученные нами, являются аналогами вулканитов верхних горизонтов разрезов Гумбати и Ашкала II (нижняя палеотерраса), а также распространенных к северу от с. Цинцкаро (см. рис. 1, 6).

Разрез Бешташени находится в 4.5 км к востоку от г. Айилья к северу от одноименного села (см. рис. 1). Его слагают два горизонта базальтовых трахиандезитов, залегающих непосредственно один на другом (без прослоев осадочных пород). K-Ar датировка образца из нижнего горизонта (обр. ЮГ-429/16) составляет  $1.82 \pm 0.07$  млн лет, а образца из верхнего горизонта (обр. ЮГ-428/16) -1.48 ± 0.08 млн лет. По химическому составу и возрасту порода ЮГ-429/16 близка к лавам разрезов Реха, Авранло и нижнего горизонта разреза Гумбати, а порода ЮГ-428/16 является аналогом изученных лав горы Айилья, вулканитов в окрестностях с. Цинцкаро, верхних горизонтов разрезов Гумбати и Ашкала II (нижняя палеотерpaca). Отметим, что в работе [Nomade et al., 2016] для лав разреза Бешташени было опубликована K-Ar датировка (обр. TS-03-08,  $1.40 \pm 0.03$  млн лет) хорошо согласующаяся с нашим результатом.

Окончание южной ветви Алгетского потока располагается у шоссе Тбилиси–Цалка, где его лавы прилегают к подножию хребта Бедени (см. рис. 1).

Нами проведена стратиграфическая корреляция данных, полученных для разрезов Алгетского потока, на основе которой реконструировано строение этой лавовой реки (см. рис. 6). Установлено, что Алгетский поток формировался в течение длительного периода времени, общей протяженностью более 1 млн лет, в течение пяти дискретных импульсов магматизма: I – 2.7–2.6, II – 2.2–2.1, III – 2.0– 1.8, IV – 1.75–1.65, V – 1.5–1.4 млн лет назад. Отметим, что импульс I относится к третьей, импульсы II и III – к четвертой, импульсы IV и V – к пятой фазам позднекайнозойского основного вулканизма Джавахетской области, выделенным в работе [Лебедев и др., 2008], в то время как лавы Храмского потока (возраст – 3.19  $\pm$  0.10 млн лет) были извержены в течение второй его фазы.

Лавы I импульса формирования Алгетского потока, представленные базальтами, обнаружены нами только в нижней части разреза Ашкала I. Нельзя исключать, что они присутствуют и в других разрезах северной ветви лавовой реки (v сел Кариаки, Сабечиси и др.), которые не были изучены нами. К настоящему времени можно с уверенностью утверждать, что они отсутствуют в конечной части северной ветви и не участвуют в строении – южной. Во II импульс образовалась большая часть базальтовых лав северной ветви Алгетского потока, которые начинаются в районе с. Ашкала, где слагают разрезы вулканогенной толщи верхней палеотеррасы, и протягиваются вплоть до окончания северной ветви потока в районе озера Тба.

Вулканиты III-V импульсов в целом отличаются меньшей основностью (III-IV - трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, V – только базальтовые трахиандезиты). В период 2.0–1.8 млн лет назад (III импульс) были извержены лавы, слагающие низы разрезов начальной части Алгетского потока (Pexa, Авранло, Гумбати, Ашкала II – нижняя палеотерраса), а также его южной ветви (разрез Бешташени). Отметим, что в разрезе Авранло присутствуют не менее шести горизонтов вулканитов этого возраста; в разрезе Гумбати и далее к востоку - только один. В IV импульс (~1.7 млн лет назад) были извержены лавы средних горизонтов разрезов Гумбати и Ашкала II (нижняя палеотерраса). Логично предположить их присутствие в верхних не изученных нами частях разрезов Авранло и Реха (см. рис. 1, 5, 6). В этот период времени магматическая активность была проявлена наименее масштабно по сравнению с другими импульсами. Сформировался один маломощный лавовый горизонт, обнаруженный в настоящее время лишь в двух разрезах. Наконец, в течение V импульса (~1.5 млн лет назад) развития Алгетского потока были извержены вулканиты, слагающие верхние части разрезов Гумбати и Ашкала II (нижняя палеотерраса), а также южной ветви лавовой реки (Цинцкаро, Айилья, Бешташени). Аналогично с породами IV импульса мы предполагаем их наличие также в начальной части Алгетского потока в верхних частях разрезов Авранло и Реха (см. рис. 1, 6).

На основе полученных данных нами уточнена геологическая карта Джавахетской неовулканической области [Лебедев и др., 2008] в части геологических границ молодых вулканических образований в северо-восточной части этого региона (см. рис. 1, 5). Кроме полевых наблюдений, эта работа включала в себя дешифрирование детальных космических снимков. Однако, на значительной территории, не охваченной нашими полевыми исследованиями, геологические границы показаны условно, т.к. для более детального и точного оконтуривания разновозрастных образований в составе Алгетского потока (особенно на участке между селами Ашкала и Барети, см. рис. 1), требуется проведение дополнительных геологических маршрутов.

Несмотря на значительную разницу во времени образования и заметные отличия в химическом составе, все изученные вулканиты Алгетского потока характеризуются близким петрографическим обликом (см. табл. 1). Преобладают пористые разности (объем пор достигает 15%). Структура пород – сериально-порфировая или субафировая (см. рис. 4в, г). Количество фенокристов варьирует от 5 до 60 об. %, они представлены плагиоклазом и оливином, к которым обычно добавлен клинопироксен. По объему среди вкрапленников обычно преобладает плагиоклаз  $(An_{35-54})$ . Наиболее часто встречаются его фенокристы, отвечающие по составу основному андезину ( $An_{45-48}$ ). Заметные вариации состава минерала связаны, вероятно, с его относительно быстрой кристаллизацией и формированием сериальнопорфировой структуры. При этом об ускоренной кристаллизации расплавов косвенно свидетельствуют формирование в лавах большого количества узких удлиненных лейст плагиоклаза и появление скелетного строения в краевых частях вкрапленников оливина. Количество последнего также значительно и в некоторых вулканитах превышает объем фенокристов плагиоклаза. Инливиды клинопироксена обычно невелики по размеру. Наиболее крупные из них заполняют интерстиции между другими минералами вкрапленниками, образуя монокристаллические выделения неправильной формы. По составу они представлены авгитом и реже титан-авгитом. Плагиоклазы и клинопироксены в шлифах имеют петрографически свежий облик, а большинство вкрапленников оливина в разной степени замещено иддингситом. Основная масса вулканитов Алгетского потока обычно имеет долеритовую или офитовую (реже гиалопилитовую, пилотакситовую или микролитовую) структуру, преимущественно состоит из удлиненных лейст плагиоклаза, микрокристаллов клинопироксена, оливина и рудных минералов, а также варьирующих количеств вулканического стекла (вплоть до его полного отсутствия). Во многих базальтоидах присутствует акцессорный апатит (см. табл. 1).

Лавы Алгетского потока представлены умеренно-калиевыми базальтами (І и ІІ импульсы магматизма), трахибазальтами (III и IV импульсы) и базальтовыми (трахи-)андезитами (III-V импульсы), относящимися к известково-щелочной или умеренно-щелочной петрохимическим сериям, соответственно (см. табл. 3, рис. 3). Содержание главных породообразующих оксидов в них варьирует в широких интервалах (мас. %): SiO<sub>2</sub> – 48.2– 53.9, MgO - 5.0-8.5, TiO<sub>2</sub> - 1.2- 1.8, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O -4.1-5.6 при K<sub>2</sub>O – 0.6-1.5. К наиболее примитивным породам относятся базальты I импульса магматизма (MgO – 8.5 мас. %, Ni – 220 г/т, Cr – 250 г/т, Co – 45 г/т, Mg# – 0.59); остальные вулканиты — это в различной степени лифференцированные образования (MgO – 4.6–7.4 мас. %, Мg# - 0.51-0.57). Аналогично базальтам Храмского потока лавы Алгетского заметно обогащены Zr (130–185 г/т), в существенно большей степени Sr (470-760), а также Ва (180-440 г/т). Согласно выполненным расчетам нормативного (CIPW NORM) минерального состава, все изученные породы являются диопсид- и оливин-нормативными (*Di<sub>n</sub>* до 17.2%, *Ol<sub>n</sub>* до 17.3%), что соответствует минералогическому описанию изученных проб (см. табл. 1). В значительной части образцов присутствует нормативный гиперстен (до 18.2%, см. табл. 3), не обнаруженный нами при петрографическом изучении лав; в нескольких пробах, где нормативный ортопироксен отсутствует, одновременно появляется нормативный нефелин в незначительных количествах (до 2%). В ряде наиболее кислых лав Алгетского потока (ЮГ-303/13, ЮГ-406/15 (см. табл. 3), а также в TS-06-08) вместо нормативного оливина в составе появляется нормативный кварц (до 2%). Акцессорные минералы во всех породах представлены нормативными магнетитом (4-6%), ильменитом и апатитом (2-4 и около 1% соответственно).

Полученные данные позволяют предположить, что Алгетский поток сформировали лавы, изверженные вулканами, которые располагались в разных частях Джавахетского нагорья. Базальты с возрастом около 2.7 млн лет появляются в разрезах потока только в средней части этой лавовой реки (окрестности с. Ашкала); в разрезах ее начальной части они отсутствуют. Мы предполагаем, что лавы I импульса пришли в палеодолину р. Алгети с юго-западного направления, а вулканические аппараты, ответственные за их появление, располагались на северном окончании Джавахетского хребта. Действительно, ранее в этой части региона нами было изучено несколько шлаково-лавовых конусов (Бикети, Гречишная и др. [Лебедев и др., 2008]), извергавших эффузивы основного состава в период 2.7–2.5 млн лет назад. Отметим, что породы этого возраста также слагают обширное Цалкинское плато в северо-восточной части Джавахетской области, но там они характеризуются более кислым химическим составом по сравнению с базальтами I импульса магматизма Алгетского потока (см. рис. 3).

Вероятно, в северной части Джавахетского хребта (или на его северо-восточных склонах) располагались и центры извержений, давшие лавы II импульса с возрастом 2.2-2.0 млн лет, которые, спустившись в палеодолину р. Алгети, сформировали в ней северную ветвь Алгетского потока. Вулканиты II импульса магматизма, также как и I, появляются в разрезах лавовой реки в окрестностях с. Ашкала (см. рис. 1, 5), что позволяет предполагать близкое пространственное положение вулканических аппаратов, генерировавших лавы в два эти временных периода. Отметим, что на северо-восточном склоне Джавахетского хребта нами ранее был описан ряд конусов, сложенных эффузивами основного состава (Иняк-Даг и др.), возраст которых составляет около 2 млн лет [Лебедев и др., 2008].

Лавы III-V импульсов магматизма (1.9-1.5 млн лет), очевидно, спустились в палеодолину р. Алгети с западного направления (см. рис. 1). В районе оз. Табацкури, к северо-востоку от него, на высоте около 2050м (т.е. стратиграфически выше всех описанных в данной работе разрезов) нами обнаружены остатки трех вулканических конусов (см. рис. 1). Их лавы распространялись, следуя уклону местности, в южном направлении и достигли берега озера, сформировав в итоге покров площадью до 7.5 км<sup>2</sup>. Почти со всех сторон это лавовое поле окружено и перекрывается позднеплейстоценовыми вулканическими образованиями Самсарского хребта (лавы вулканов Тавкветили и Шавнабада). Один из трех вулканических конусов в настоящее время вскрыт карьером, в котором наблюдается разрез пирокластических отложений. Нами отобран образец андезита (ЮГ-409/15) из стекловатой бомбы, К-Аг возраст которого составляет  $2.2 \pm 0.8$  млн лет (см. табл. 2). Большая погрешность датировки обусловлена крайне высоким содержанием атмосферного аргона (99%) в этой породе. Тем не менее, полученный результат может свидетельствовать в пользу того, что именно вулканические аппараты в районе оз. Табацкури являлись центрами извержений для вулканитов южной ветви Алгетского потока. Дополнительным аргументом, подтверждающим данное предположение, является описание образца трахибазальтов (14-039) из работы [Bewick, 2016], который был отобран автором в 4 км к ЮВ–В от упомянутых конусов из коренного обнажения, перекрытого позднеплейстоценовыми андезитами вулкана Шавнабада (см. рис. 1). Данная порода по составу близка к трахибазальтам с возрастом около 1.9 млн лет, слагающим нижнюю часть разреза Авранло в начальной части Алгетского потока (см. табл. 3, рис. 3). Хотя в работе [Bewick, 2016] отсутствует датировка для



Рис. 7. Схема, иллюстрирующая историю развития молодого магматизма, эволюцию рельефа и речной сети в северовосточной части Джавахетского нагорья.

положение современного города Тбилиси; 2–4 – положение современных крупных водоемов (2 – оз. Паравани;
 Цалкинское водохранилище; 4 – оз. Табацкури); 5 – шлако-лавовые вулканические конуса на СВ берегу оз. Табацкури.

образца 14-039, стратиграфическое положение точки отбора этой породы и химический состав лавы позволяют предположить, что ее возраст находится в интервале 1.9—1.5 млн лет назад (III—V импульсы). В заключение также отметим, что в северной и северо-западной частях Джавахетской области достаточно широко распространены основные лавы с аналогичным возрастом (1.9—1.5 млн лет), слагающие здесь верхние части разрезов ахалкалакской свиты [Лебедев и др., 2008].

#### История молодого магматизма, формирования рельефа и сети речных долин в северо-восточной части Джавахетского нагорья

Полученные результаты позволяют реконструировать историю развития молодого магматизма в северо-восточной части Джавахетской неовулканической области, а также проследить эволюцию рельефа, обусловленную масштабными вулканическими извержениями и геологической работой рек на территории данного региона на рубеже плиоцена и плейстоцена (рис. 7).

Согласно опубликованным данным [Лебедев и др., 2008] в течение позднего миоцена—раннего плиоцена северо-восточная часть Джавахетской области оставалась амагматичной (масштабные

извержения в это время имели место в ее юго-восточной части и в пределах соседнего Эрушетского нагорья). В орографическом плане в тот период рассматриваемый регион, вероятно, представлял собой среднегорье с сильно расчлененным рельефом. На его востоке, как и в настоящее время, имелись ограниченные по площади выходы Храмского кристаллического массива; на остальной территории поверхность слагали вулканогенно-осадочные образования палеогена—мела.

Предположительно около 3 млн лет назад начала формироваться субмеридиональная вулканическая гряда Джавахетского хребта. Мы полагаем, что на начальной стадии основные извержения происходили в его центральном сегменте. Высокотемпературные подвижные базальтовые лавы постепенно стекали в палеорусло р. Храми (исток которой мог находиться в районе современного оз. Паравани) и распространились по нему в северо-восточном, а затем юго-восточном направлении на расстояние до 100 км, сформировав протяженную, но маломощную долинную лавовую реку (см. рис. 7а). Таким образом, исток и русло р. Храми были полностью перекрыты вулканогенной толщей Храмского потока. Впоследствии к северу от лав начало формироваться речное палеорусло р. Алгети (см. рис. 7б), а палеорусло реки Храми сместилось южнее.

В период около 2.7 млн лет назад ареал вулканической активности начал расширяться: возникли новые центры извержений лав уже в северном сегменте формирующегося Джавахетского хребта. Излившиеся потоки базальтовых лав текли в северо-восточном направлении. заполняя вновь образованное палеорусло р. Алгети (I импульс, см. рис. 7б). В своей конечной части они достигли южных склонов Триалетского хребта в районе современного с. Ашкала. В последующем (около 2.5 млн лет) состав продуктов эндогенной активности стал более кислым (базальтовые андезиты – андезиты), лавы распространялись от Джавахетского хребта в восточном направлении, сформировав обширные плато (Цалкинское и Гомаретское) и полностью перекрыв начальную часть Храмского потока (см. рис. 7в). Произошло сглаживание рельефа в северо-восточной части Джавахетского нагорья.

Временной интервал 2.5–2.2 млн лет назад ознаменовался дальнейшей миграцией палеорусла р. Алгети в северном направлении: оно сместилось вплотную к южным отрогам Триалетского хребта (см. рис. 7в). Новый всплеск основного вулканизма в северной части Джавахетского хребта около 2.2–2.1 млн лет назад с интенсивным извержением базальтовых расплавов привел к образованию серии лавовых потоков, заполнивших палеодолину Алгети на протяжении 40 км, и завершению формирования северной ветви Алгетской лавовой реки (II импульс, см. рис. 7г).

Описанные выше события привели к очередному смещению палеорусла р. Алгети. Ее новый исток сформировался в районе современного оз. Табацкури (см. рис. 1, 7). Русло прорезало лавы северной ветви в районе современных сел Гумбати и Ашкала в восточном направлении, после чего воды р. Алгети стали стекать в депрессию между северной ветвью Алгетского потока (на севере), а также уступом лав Цалкинского плато и Храмского потока на юге (см. рис. 7д). Впоследствии, в период 1.9-1.5 млн лет назад, близ оз. Табацкури возникло три шлаково-лавовых конуса, извергавших в разное время лавы, отвечающие по составу трахибазальтам и базальтовым трахиандезитам. В результате образовалась серия потоков базальтоидов, которые распространялись по палеоруслу р. Алгети в восточном направлении и в итоге сформировали южную ветвь этой одноименной лавовой реки (III-IV импульсы, см. рис. 7е). Максимальная по своим масштабам вулканическая активность в этот период имела здесь место ~1.9–1.8 млн лет назад, когда сформировалась серия лавовых потоков общей протяженностью около 45-50 км. Последующие извержения (около 1.7 и 1.5 млн лет назад) были менее масштабными: на каждом из этих импульсов магматизма сформировалось только по одному лавовому потоку. Лавы IV импульса (~1.7 млн лет назад) продвинулись примерно на 20—25 км к востоку от оз. Табацкури. Их окончание в настоящий момент отмечено в районе сел Гумбати и Ашкала. А лавы V импульса с возрастом около 1.5 млн лет распространились вплоть до окрестностей современного с. Имера, на 45—50 км от предполагаемого центра извержений (см. рис. 1, 7).

В последующий период в депрессии между телами Алгетского и Храмского потоков, где сейчас располагается Цалкинское водохранилище, сформировался крупный водоем, избыток вод из которого начал прорезать себе коллектор в юго-восточном направлении, через лавы Цалкинского плато. В дальнейшем данный коллектор стал начальным участком современного русла р. Храми, а озеро было полностью спущено. Исток р. Алгети переместился к северо-востоку от северной ветви Алгетского потока на южный склон Триалетского хребта. С течением времени тело Алгетской долинной реки было в нескольких местах полностью прорезано новыми поперечными ему речными потоками (р. Кция, р. Гумбати и др.), стекавшими с южного склона Триалетского хребта. Впоследствии эти новые речные потоки сформировали исток современной р. Храми.

Современные тектонические движения на Малом Кавказе, связанные с процессами коллизии Евразийской и Аравийской плит, привели к тому, что вулканиты Храмской и Алгетской лавовой рек в настоящее время находятся на многих участках во вторичном залегании — или моноклинальном, с падением горизонтов базальтоидов на юг, или в ряде мест с формированием антиклиналей. Отметим также, что северная ветвь Алгетского потока на изученном нами участке от села Ашкала до озера Тба залегает гипсометрически выше южной, что подтверждает более "древний" возраст слагающих ее пород.

Подводя некоторый итог, перечислим основные факторы, которыми было обусловлено образование долинных лавовых рек в северо-восточной части Джавахетского нагорья в конце плиоцена—начало плейстоцена.

1) Состав расплавов: основные лавы, имеющие высокую температуру и малую вязкость, могут распространяться на значительные расстояния.

2) Большой объем изверженного материала, который заполнял палеодолины рек на длительных интервалах.

3) Наличие развитой сети глубоковрезанных речных долин, быстрая скорость формирования новых долин (после заполнения ранее существовавших лавами) в условиях среднегорья и, вероятно, влажного климата. Протяженность и форма тел лавовых рек, естественно, в первую очередь определялась параметрами речных долин: в заполненных ими каньонах они крайне узки; в районах, где палеорусла выходили на плато или равнину — их ширина достигает 10 и более километров. Наиболее ярко это заметно в случае Храмского потока, который в начальной части иногда сужается до 1 км, а после выхода на Нижнекартлийскую равнину образует протяженный плащеобразный покров.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые детально изучены плиоцен-раннечетвертичные базальтоиды северо-восточной части Джавахетской неовулканической области, в литературе ранее относимые к начальной части Храмского лавового потока [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991 и др.]. Показано, что по факту на территории рассматриваемого региона располагается сразу две долинных лавовых реки, сформировавшихся на разных фазах позднекайнозойского магматизма Джавахетской области: в южной части – хорошо известный в литературе плиоценовый Храмский поток, в северной – впервые описанный раннеплейстоценовый поток, названный нами Алгетским по реке, палеодолину которой он заполнил.

Получены новые изотопно-геохронологические данные, подтверждающие, что сложенный известково-щелочными базальтами Храмский поток, имеющий максимальную протяженность среди всех известных лавовых рек Джавахетской области (до 100 км), образовался в конце плиоцена ( $3.19 \pm 0.10$  млн лет назад). Вулканические аппараты, ответственные за образование этой лавовой реки, по нашему мнению, находились в центральном сегменте Джавахетского хребта (современный район оз. Паравани), откуда стекали в палеорусло р. Храми, заполнив его фактически на всем протяжении. В последующем начальная часть Храмского потока была перекрыта более молодыми лавами Цалкинского плато.

Алгетский поток имеет сложное геологическое строение (наиболее сложное среди всех изученных долинных лавовых рек региона) и формировался на протяжении длительного интервала времени (более 1 млн лет). Его протяженность составляет около 55-60 км. Нами выделено пять отдельных импульсов магматической активности, в течение которых были извержены базальтоиды (базальты – трахибазальты – базальтовые трахиандезиты), слагающие эту лавовую реку: I – 2.7–2.6, II – 2.2–2.1, III – 2.0–1.8, IV – 1.75–1.65, V – 1.5–1.4 млн лет назад. В течение первых двух импульсов формирование лавовой реки происходило за счет активности вулканических аппаратов, находившихся на северном окончании Джавахетского хребта и извергавших расплавы, по составу близкие к известково-щелочным базальтам

Храмского потока. В это время образовались эффузивы, слагающие сейчас низы стратиграфических разрезов в срединной части Алгетского потока и в конечной части – его северную ветвь. В последующем (импульсы III-V) формирование Алгетского потока продолжилось в результате извержений шлаково-лавовых конусов в районе оз. Табацкури. Излившиеся разновозрастные лавы заполнили вновь образованную долину р. Алгети и узким потоками распространились на расстояние до 50 км. В настоящее время они слагают начальную (западную) часть лавовой реки, верхи стратиграфических разрезов в ее средней части и далее на востоке – южную ветвь. Отметим, что в период образования Алгетского потока состав слагающих его пород в целом менялся в гомодромной последовательности, а лавы обеих долинных лавовых рек (Храмской и Алгетской) в целом характеризуются близкими петрографическим обликом и многими геохимическими характеристиками.

Необходимо отметить, что выделенные нами в данной работе северная и южная ветви Алгетской лавовой реки заполняют разновозрастные палеодолины р. Алгети и пересекаются, фактически, в средних по протяженности частях обоих ветвей, на локальном участке в районе с. Ашкала. Вулканические аппараты, предлагаемые нами в качестве источников лав для данных потоков, удалены друг от друга примерно на 30 км по прямой линии. Таким образом, авторы статьи признают, что выделенные ими северная и южная ветви Алгетского потока с формальной точки зрения могут и, вероятно, должны в дальнейшем рассматриваться, как две отдельные разновозрастные долинные лавовые реки. Однако, обоснование этого потребует проведения дополнительных исследований, особенно для лав с возрастом 2.7-2.1 млн лет назад, например, в районе сел Кущи, Кариаки и Сабечиси (см. рис. 1).

Итак, полученные новые стратиграфические данные позволили реконструировать историю молодого магматизма в рассматриваемой части Малого Кавказа, проследить основные закономерности в формировании здесь современного рельефа и сети речных долин, а также сделать задел для будущих исследований.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Гос. задания ИГЕМ РАН № 121041500219-4.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гамкрелидзе И.П. Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115 // Материалы научной сессии, посвященной

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023

110-летию со дня рождения акад. А.И. Джанелидзе. Тбилиси, 2000. С. 204–208.

Геологическая карта СССР. Серия Кавказская. Масштаб 1 : 200000. Листы К-38-ХХ, К-38-ХХІ / Составитель Б.И. Каландаришвили. Л.: ВСЕГЕИ, 1957.

Глевасская А.М., Михайлова Н.И., Цыкора В.Н. Магнетизм вулканитов Альпийской геосинклинальной области СССР и некоторые черты геомагнитного поля позднего кайнозоя // Палеомагнетизм. Магнетизм. Геомагнитное поле. Киев: Наукова думка, 1976. С. 3–18.

*Джигаури Д.Г.* Южно-Грузинское нагорье // Грузия в антропогене. Тбилиси: Сакартвело, 1991. С. 91–125.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрография Цалкинской лавовой свиты // Сб. трудов Геологического инта АН ГрССР. 1951. С. 83–98.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З. и др. Самсарский вулканический центр как очаг новейшего вулканизма на Малом Кавказе: К-Аг геохронологические и Sr-Nd изотопные данные // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 6. С. 802-808.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М. и др. Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 96–115.

Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Геохронология и вопросы генезиса субщелочных базальтов лавовых рек Джавахетского нагорья, Малый Кавказ: К-Аг и Sr-Nd изотопные данные // Геохимия. 2007. № 3. С. 1–16.

Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т. Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 2. Восточная часть Джавахетского нагорья. Региональная геологическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 101–123.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шарков Е.В. Геохронологическая шкала и эволюция позднекайнозойского магматизма Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 4. С. 521–526.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Вашакидзе Г.Т. и др. Геохронология миоценового вулканизма северной части Малого Кавказа // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 1. С. 67–72.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Парфенов А.В., Якушев А.И. Происхождение адакитовых магм в молодых зонах континентальной коллизии на примере плиоценового дацитового вулканизма Ахалкалакского лавового плато (Джавахетское нагорье, Малый Кавказ) // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 327–351.

*Майсурадзе Г.М., Кулошвили С.И.* Некоторые вопросы геологии молодого вулканизма Джавахетского нагорья // Проблемы геологии и петрологии. Новая серия. Вып. 114. Тбилиси: ГИН АН Грузии, 1999. С. 220–228.

Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГрССР, 1958. 368 с.

*Схиртладзе Н.И*. Осадочные образования, связанные с основными лавами Южной Грузии // Сб. трудов Геологического ин-та АН ГрССР. 1959. С. 205–212.

*Трифонов В.Г., Шалаева Е.А., Саакян Л.Х. и др.* Четвертичная тектоника новейших впадин Северо-Западной Армении // Геотектоника. 2017. Т. 51. № 5. С. 42–64. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аркелянц М.М. К-Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.

*Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.

*Bewick S.* Deciphering the tectonics of the Caucasus from post-collisional volcanism. A thesis presented for the degree of doctor of philosophy. London, United Kingdom: Department of Environment, Earth and Ecosystems, The Open University of London, 2016. 261 p.

*Caccavari A., Calvo-Rathert M., Goguitchaichvili A. et al.* Palaeomagnetism and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age of a Pliocene lava flow sequence in the Lesser Caucasus: record of a clockwise rotation and analysis of palaeosecular variation // Geophysical Journal International. 2014. V. 197. P. 1354–1370. https://doi.org/10.1093/gji/ggu097

*Garcia T., Feraud G., Falgueres C. et al.* Earliest human remains in Eurasia: New 40Ar/39Ar dating of the Dmanisi hominid-bearing levels, Georgia // Quaternary Geochronology. 2010. V. 5. P. 443–451.

https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.09.012

*Irvine T.M., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // Canad. J. Earth. Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.

*Le Maitre R.W.* Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 56. P. 181–189.

*Messager E., Nomade S., Voinchet P. et al.* <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating and phytolith analysis of the Early Pleistocene sequence of Kvemo-Orozmani (Republic of Georgia): chronological and palaeoecological implications for the hominin site of Dmanisi // Quaternary Sciences Reviews. 2011. V. 30. P. 3099–3108.

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.008

*Messager E., Belmecheri S., Von Grafenstein U. et al.* Late Quaternary record of the vegetation and catchment-related changes from Lake Paravani (Javakheti, South Caucasus) // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 77. P. 125–140. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.011

*Nomade S., Scao V., Guillou H. et al.* New <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, unspiked K/Ar and geochemical constraints on the Pleistocene magmatism of the Samtskhe-Javakheti highlands (Re-

public of Georgia) // Quaternary International Quaternary International. 2016. 395. P. 45–59. *Okrostsvaridze A., Chung S.-L., Lin Y.-C. et al.* Geometry

and Zircons U-Pb Geochronology of the Mtkvari Ignimbrites Flow, Samtske-Javakheti Volcanic Highland, Lesser Caucasus // Bulletin of Georgian National Academy of Sciences. 2017. V. 11. № 4. P. 82–90.

*Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.

*Ritz J.-F., Avagyan A., Mkrtchyan M. et al.* Active tectonics within the NW and SE extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault: Implications for the present geodynamics of Armenia // Quaternary International. 2016. V. 395. P. 61–78. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.021

Sheth H., Meliksetyan K., Gevorgyan H. et al. Intracanyaon basalt lavas of the Debed River (northern Armenia), part of Pliocene–Pleistocene continental flood basalt province in

the South Caucasus // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. V. 295. P. 1–15.

https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.02.010

Steiger R.H., Jager E. Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cos-

mochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. No 36. P. 359–362.

*Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V. et al.* Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia // Quaternary International. 2016. V. 420. P. 178–198.

## The History of Formation of Pliocen-Quaternary Valley Lava Rivers in the Northeast Part of the Javakheti Volcanic Highland (Lesser Caucasus)

A. V. Parfenov<sup>1, \*</sup>, V. A. Lebedev<sup>1</sup>, G. T. Vashakidze<sup>2</sup>, A. I. Yakushev<sup>1</sup>, and B. D. Ediberidze<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow 119017 Russia <sup>2</sup>A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakhishvili Tbilisi State University, Politkovskaya str., 5, Tbilisi, 0186 Republic of Georgia

\*e-mail: parfenov@igem.ru

The article presents new results of geological-stratigraphic and isotope-geochronological study of young lavas in the northeast part of the Javakheti Highland (Lesser Caucasus, Republic of Georgia). A valley lava river (Algeti flow) with a complex structure and total length about 55 km was described for the first time (no information about this valley lava river was previously published in the scientific literature). It was shown that a young magmatism in the northeast of the Javakheti area developed in the time interval of 3.2-1.5 Ma. Its early phase ( $3.19 \pm 0.10$  Ma) was marked by the formation of the longest (up to 100 km) valley lava river (Khrami flow), composed of basalts, among the similar geological objects known in the Lesser Caucasus. Subsequently (2.7-2.5 Ma), the continuation of eruptions led to the formation of extensive lava plateaus in the region (Tsalka, Gomareti and others). The formation of the Algeti valley lava river (Algeti flow), composed of basaltoids, began from the end of Piacenzian and continued over ~1 m.y. until the beginning of Gelasian (2.7-2.0 Ma) as a result of the activity of volcanoes in the northern part of the Javakheti Range. The final stage of formation (1.9-1.5 Ma) of Algeti flow was likely associated with eruptions of volcanic cones near Tabatskuri Lake. The obtained data, along with the reconstruction of the history of young magmatism, made it possible to follow the main features in the formation of modern relief and the river valley system in the considered part of the Lesser Caucasus.

*Keywords:* Lesser Caucasus, Georgia, Javakheti Highland, Neogene-Quaternary volcanism, valley lava rivers, Algeti flow, Khrami flow, isotope geochronology, K-Ar dating

УДК 551.14

# МОДЕЛЬ НОВОЙ ПЕРИФЕРИЙНОЙ БЛИЗПОВЕРХНОСТНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЫ ЭЛЬБРУССКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

## © 2023 г. В. К. Милюков<sup>а,</sup> \*, А. В. Мясников<sup>а,</sup> \*\*

<sup>а</sup>Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Университетский просп., 13, Москва, 119234 Россия

> \*e-mail: vmilyukov@yandex.ru \*\*e-mail: andrey0405@mail.ru Поступила в редакцию 07.11.2022 г. После доработки 20.01.2023 г. Принята к публикации 01.02.2023 г.

Внутрикоровые магматические структуры обладают выраженными резонансными свойствами, благодаря которым эти структуры способны генерировать вторичные сейсмические волны на собственных частотах. На основе деформационных данных, полученных с помощью 75-ти метрового лазерного интерферометра, проводится выделение резонансных мод и оценка параметров магматических структур Эльбрусского вулканического центра. Такие резонансные моды уникальны для каждого магматического образования и определяют размер и физико-механических свойства внутренней выделенной структуры. В работе выполнен анализ локального образования, проявившего себя как некая компактная область в виде многочисленных слабых сейсмических импульсов, зарегистрированных в Приэльбрусье сейсмической малоаппертурной аппаратурой ГС РАН в 2011 г. Результаты исследований, основанные на сейсмических и деформационных данных, а также результатах микросейсмического зондирования, показали наличие в составе Эльбрусского вулканического центра новой периферийной близповерхностной магматической камеры с характерным размером 2.5–3 км.

*Ключевые слова:* сейсмический очаг, деформационные резонансные моды, лазерный интерферометр-деформограф, магматические структуры вулкана Эльбрус **DOI:** 10.31857/S0203030623700153, **EDN:** TSOWNZ

**61.** 10.51657/56205050625700155, **ED**14. 150 W1

## введение

Эльбрусский вулканический центр (ЭВЦ) это полигенный стратовулкан центрального типа и ряд более мелких магматических образований (некков), которые начали формироваться более 2.5 млн лет назад. Геохронологические исследования извержений вулканов Эльбруса с использованием различных методов показывают, что такие извержения происходили неоднократно и в течение длительного времени [Чернышев и др., 2001; Богатиков и др., 2002а; Лебедев и др., 2005, 2010]. Последнее извержение произошло, вероятно, менее тысячи лет назад. Современные классификации определяют Эльбрус как спяший вулкан, который может активизироваться даже после тысячелетнего покоя. По некоторым данным спящий вулкан Эльбрус в последнее время проявил ряд признаков, указывающих на его переход от пассивной к более активной фазе, включая интенсивное таяние ледников на приповерхностных магматических структурах и повышенную фумарольную активность [Богатиков и др., 20026, 2003; Гурбанов и др., 2013, 2021].

Для изучения внутреннего строении вулкана Эльбрус применяются современные комплексные геолого-геофизические, сейсмические, геодезические, космические методы наблюдений, на основании которых был выявлен ряд магматических структур вулкана и получены оценки их геометрических и физико-механических параметров [Нечаев, 1999; Нечаев, Собисевич, 2000; Богатиков и др., 2002в; Милюков, 2006; Спичак и др., 2007].

В работе [Milyukov et al., 2018] для оценки современного состояния вулкана Эльбрус мы использовали два новых геофизических метода. Первый метод основан на оценке параметров резонансных мод, излучаемых резонансной структурой (т.е. вулканической камерой) в ответ на сейсмическое воздействие и регистрируемых прецизионным лазерным интерферометром-деформографом. Второй метод основан на низкочастотном микросейсмическом зондировании и позволяет определять глубинное строение сложных геологических объектов. Согласно нашим данным, под восточной вершиной Эльбруса на глубине 7–12 км находится магматическая камера, а протяженный магматический очаг расположен на глубине 15–40 км. Неизвестная магматическая структура, сравнимая с магматической структурой Эльбруса, но в настоящее время намного более холодная, также была обнаружена в 50 км от центральной постройки Эльбруса [Milyukov et al., 2018].

В данной работе с использованием данных Баксанского лазерного интерферометра –деформографа ГАИШ МГУ проводился анализ локального образования, проявившего себя как некая компактная область в виде многочисленных слабых сейсмических импульсов, зарегистрированных сейсмической малоаппертурной аппаратурой ГС РАН в Приэльбрусье под горой Андырчи [Маловичко и др., 2012, Ковалевский и др., 2014].

#### РЕГИСТРАЦИЯ РЕЗОНАНСНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ

Внутренние локальные структурные образования в земной коре обладают резонансными свойствами при условии, что существуют "физические границы" этих структур, то есть, существует резкий перепад значений плотности и скорости звука на границе таких выделенных структур — "резонаторов" относительно окружающей среды. Резонансные свойства такого резонатора определяются величиной контраста импедансов Z

$$Z = \left(\frac{\rho_s}{\rho_f}\right) \left(\frac{v_s}{v_f}\right),\tag{1}$$

где  $\rho_s$ ,  $\rho_f$  — плотности и  $v_s$ ,  $v_f$  — скорости распространения продольных волн в окружающей горной породе и резонаторе соответственно. Для вулкана Эльбрус такими резонаторами являются магматические камеры, величина контраста импедансов может достигать 40 единиц.

Так как подобные магматические образования имеют сложную геометрическую форму, то как резонаторы они имеют целый набор собственных частот. При воздействии на них широкополосной сейсмической волной от какого-либо внешнего, достаточно мощного землетрясения, генерируется целый спектр низкочастотных гармоник – вторичных сейсмических волн, переизлученных резонатором. Самой энергетически насыщенной будет, как правило, первая (низкочастотная) гармоника, период которой определяется наибольшим геометрическим поперечным размером магматической камеры. Добротность резонансных мод зависит, в первую очередь, от физических свойств магматического флюида, заполняющего камеру. Таким образом, оценка периодов и добротностей резонансных мод, дает информацию о размере и свойствах выделенной магматической структуры. В этом состоит сущность резонансного метода оценки параметров и состояния магматических структур [Милюков, 2006; Milyukov et al., 2010, 2018]. Резонансный метод положен в основу применения деформационных данных, полученных с помощью лазерного деформографа, для анализа и оценки параметров внутренних магматических структур региона.

Мониторинг локальных деформаций земной коры Приэльбрусья, включая возможные колебания, связанные с вулканом Эльбрус, осуществляется Баксанским лазерным интерферометромдеформографом ГАИШ МГУ. Интерферометр установлен в штольне "главная" Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН на отметке 650 м на глубине 400 м под горным массивом Андырчи Главного Кавказского хребта, в 18 км восточнее Эльбруса. Оптическая схема представляет собой двухпроходной неравноплечный интерферометр Майкельсона, работающий в режиме разнесенных пучков. Длина большого измерительного плеча равна 75 м. Разрешающая способность интерферометра к измерению деформаций, которая определяется длиной волны лазерного излучения (0.63 мкм), длиной измерительного плеча интерферометра (75 м) и разрядностью АЦП (15), равна  $2.3 \times 10^{-13}$  (в относительных единицах). С ноября 2004 г. интерферометр-деформограф работает в режиме непрерывной регистрации деформаций. Для учета метеорологического влияния были созданы дополнительно 5 служебных каналов для параллельной регистрации атмосферного давления, температуры в трех разнесенных точках и уровня вакуума в системе [Мясников, 2019]. Более подробное описание интерферометра-деформографа дано в работах [Милюков и др., 2005; Милюков, Мясников, 2012; Milyukov et al., 2018].

С целью выявления резонансных мод магматических структур вулкана Эльбрус, возбужденных сейсмическими событиями и зарегистрированных Баксанским лазерным интерферометром, было обработано около четырехсот сейсмических событий, из которых были отобраны землетрясения средней мощности магнитудой М 4.0-6.1, произошедшие в зоне L < 500 км. Землетрясения средней мощности выбирались из тех соображений, что такие сейсмические события не могут возбудить глобальные собственные колебания Земли, и таким образом, все выделенные резонансные колебания могут быть обусловлены только региональными структурами. Методика обработки записи деформаций заключалась в следующем. После прихода первой сейсмической волны из общей записи деформации с десятиминутной задержкой выделялся 4-х часовой числовой ряд. Задержка определялась тем соображением,

чтобы пропустить мощную первичную сейсмическую волну, а 4-х часовая длина ряда определялась ожидаемой добротностью (временем затухания) вторичной сейсмической волны. Полученный 4-х часовой ряд пропускался через цифровой фильтр в полосе 10-150 с, и далее с помощью спектрального анализа выделялись моды, которые могли рассматриваться в качестве резонансных мод. Часть таких мод сгруппировалась в достаточно устойчивые семейства, имеющие ярко выраженный линейчатый характер, откуда следует, что региональные образования, ответственные за возбуждение этих мод, обладают резонансными свойствами. В результате статистической обработки были найдены два интервала в диапазоне периодов 15-25 и 55-150 с, где существует высокая повторяемость возбужденных мод на определенных частотах, в остальных частях спектра устойчивые семейства не были обнаружены. Эти две частотные области соответствуют, как минимум, двум разным резонансным геологическим структурам.

Второй диапазон периодов был подробно рассмотрен в работе [Milyukov et al., 2018]. В целом были выделены 10 устойчивых мод, наиболее интенсивные из которых имеют периоды 62.1, 64.2, 67.9 с. Оценка добротности выделенных резонансных мод ( $Q \approx 200-600$  единиц) показала, что они относятся к структурам, наполненным магматическим флюидом, то есть с большой долей вероятности являются вулканическими структурами. Полученные значения периодов и добротностей резонансных мод позволили отождествить их с близповерхностной магматической камерой вулкана Эльбрус с характерными размерами порядка 9 км, наполненной газонасыщенной магмой с богатым содержанием летучих (30–70%).

## АНАЛИЗ ЛИТОСФЕРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ДИАПАЗОНЕ ПЕРИОДОВ 15–25 с

Результаты статистического анализа литосферных деформаций, вызванных региональными землетрясениями в "ближней зоне" (в радиусе до 500 км от места регистрации) приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1 содержит значения периодов резонансных мод в диапазоне 15—25 с, возбужденных 15 региональными землетрясениями с магнитудами в интервале  $M_{\rm S}$  4.2—6.1, зарегистрированными Баксанским лазерным интерферометром в 2005—2020 гг. В результате статистической обработки спектров в указанном диапазоне были выделены 6 устойчивых групп резонансных мод. Статистика для каждой выделенной группы характеризуется средними значениями периодов и среднеквадратическими ошибками их оценки, а также повторяемостью в наблюдениях.

Таблица 2 содержит значения добротностей, соответствующих резонансным модам, приведенным в табл. 1. Статистика значений добротностей также характеризуется средними значениями периодов и среднеквадратическими ошибками их оценки.

Для каждого рассмотренного землетрясения в диапазоне периодов 15–25 с был построен соответствующий амплитудный спектр. Для сравнения спектров спектральные амплитуды были нормированы на максимальное значение амплитуды в каждом спектре. Далее был построен усредненный спектр с использованием ансамбля нормированных спектров. Усредненный спектр, показанный на рис. 1, иллюстрирует выявленные резонансные моды. Наиболее интенсивная мода имеет период 22.67 с (см. табл. 1 и 2, мода № 5).

## МОНИТОРИНГ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ШТОЛЬНЕ БАКСАНСКОЙ НЕЙТРИННОЙ ОБСЕРВАТРИИ

В 2011 г. в горных выработках подземной штольни БНО ИЯИ РАН Геофизическая служба РАН установила малоаппертурную сейсмическую группу, в состав которой входили следующие приборы: шесть вертикальных сейсмометров Sercel L-4C 1Hz, один трехкомпонентный сейсмометр Sercel L-4C-3D 1Hz, девятиканальная 24-битная сейсмическая станция ИСК-4.

Датчики были установлены на расстоянии 3800 м от портала штольни, что обеспечило очень низкий уровень шумов, приближающийся к минимальному уровню возможного в естественных условиях. Это позволило зарегистрировать очень слабые сейсмические сигналы с минимальной магнитудой ~3.5 и гипоцентральными расстояниями от 1500 м [Маловичко и др., 2012].

В период с 22.06.2011 по 05.07.2011 гг. было зарегистрировано 299 событий. из них 276 – локальные события. Таким образом, средняя частота около 20 местных микросейсмических событий в сутки, что говорит об достаточно активном сейсмическом процессе. Карта с эпицентрами этих локальных событий приведена на рис. 2, на котором видно, что события сосредоточены в компактной области, образуя рой событий, характерный для вулканических районов [Richter, 1958]. Согласно предположению авторов [Маловичко и др., 2012], зарегистрированные локальные сейсмические события представляют собой вулканический тремор, что свидетельствует о современной флюидо-магматической активности в районе Эльбруса вулканического центра.

## МИЛЮКОВ, МЯСНИКОВ

ЗЕМЛЕ	ГРЯСЕНИЕ	1	2	3	4	5	6
Регион Магнитуда	Дата Дальность	ПЕРИОД (с)					
1. Турция	25.01.2005	19.1			21.7		23.3
M 5.5	L = 434  KM	10.00	20.2	21.2	21.7	22.7	
2. Турция <i>M</i> 5.5	L = 439  KM	19.08	20.3	21.2	21.7	22.7	
3. Западный Кавказ <i>M</i> 5.6	06.02.2006 L = 88 км				21.8	22.6	
<ol> <li>Восточный Кавказ</li> <li><i>M</i> 5.7</li> </ol>	11.10.2008 L = 294 км		20.6			22.6	
5. Западный Кавказ <i>M</i> 6.1;	07.09.2009 L = 80 км	19.1	20.8			22.5	23.2
<b>6</b> . Турция <i>M</i> 5.8	25.10.2011 L = 495 км	19.9	20.9		21.8	22.6	23.5
<ol> <li>Восточный Кавказ M 5.8</li> </ol>	07.05.2012 L = 386 км	19.6		21.3	21.6	22.5	23.3
8. Восточный Кавказ <i>M</i> 5.5	14.10.2012 L = 341 км	20.0	20.6		21.4	22.5	23.5
<b>9.</b> Черное море <i>М</i> 5.8	23.12.2013 L = 161 км	19.6	20.4	21.2	21.4	22.6	23.1
<b>10.</b> Восточный Кавказ <i>M</i> 5.5	17.09.2013 L = 281 км	19.2	20.7		21.6	22.9	
<ol> <li>Восточный Кавказ M 5.5</li> </ol>	29.06.2014 L = 372 км	19.3			21.5	22.7	23.1
<b>12</b> . Восточный Кавказ <i>M</i> 5.6	04.09.2015 <i>L</i> = 471 км	19.6	20.7	21.1	21.5	22.7	23.0
<b>13</b> . Восточный Кавказ <i>M</i> 4.5	27.02.2018 L = 391 км	19.4				22.6	
<b>14</b> . Восточный Кавказ <i>M</i> 4.2	24.12.2019 L = 442 км		20.7	21.2			23.5
<b>15</b> .Турция <i>М</i> 5.5	05.06.2020 L = 458 км	19.4	20.7		21.6	22.7	
Среднее значение, с		19.44	20.62	21.23	21.61	22.67	23.29
CKO, c		±0.34	±0.20	±0.08	±0.15	± 0.17	±0.18
Количество наблюдений		12	10	5	11	13	9
Повторяемость %		80	67	33	73	87	60

**Таблица 1.** Значения периодов (в секундах) резонансных мод региональных структур, возбужденных землетрясениями "ближней зоны" в диапазоне периодов 15–25 с

## СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ ДАННЫХ

#### Геометрическая модель магматической камеры

Используя данные о координатах гипоцентров локальных сейсмических событий, зарегистрированных малоаппертурной группой за указанный период времени, можно построить геометрическую модель предполагаемого магматического образования (камеры) – источника этих событий. Условный (относительный) центр такой камеры определим согласно критерию

$$\sum_{i=1}^{n} |r_i| \to \min, \tag{2}$$

где  $r_i$  — расстояние от условного центра до *i*-го сейсмического события.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023

## МОДЕЛЬ НОВОЙ ПЕРИФЕРИЙНОЙ БЛИЗПОВЕРХНОСТНОЙ

ЗЕМЛЕТРЯ	1	2	3	4	5	6		
Регион Магнитуда	Дата Дальность	ДОБРОТНОСТЬ						
1.Турция	25.01.2005	212			376		375	
M 5.5	L = 434  km							
2. Турция	14.03.2005	278	329	211	389	445		
M 5.5	<i>L</i> = 439 км							
3. Западный Кавказ	06.02.2006				490	486		
M 5.6	L = 88  km							
4. Восточный Кавказ	11.10.2008		256			356		
M 5.7	<i>L</i> = 294 км							
5.Западный Кавказ	07.09.2009	400	512			234	312	
<i>M</i> 6.1	L = 80  km							
6. Турция	25.10.2011	487	441		422	328	278	
M 5.8	<i>L</i> = 495 км							
7. Восточный Кавказ	07.05.2012	355		278	299	397	349	
M 5.8	<i>L</i> = 386 км							
8 Восточный Кавказ	14.10.2012	442	412		376	298	365	
M 5.5	<i>L</i> = 341 км							
<b>9.</b> Черное море	23.12.2013	419	327	311	298	376	310	
M 5.8	<i>L</i> = 161км							
10. Восточный Кавказ	17.09.2013	418	389		354	378		
M 5.5	<i>L</i> = 281 км							
11. Восточный Кавказ	29.06.2014	433			422	366	285	
M 5.5	<i>L</i> = 372 км							
12. Восточный Кавказ	04.09.2015	402	368	345	365	432	317	
M 5.6	<i>L</i> = 471 км							
13. Восточный Кавказ	27.02.2018	454				398		
M 4.5	<i>L</i> = 391 км							
14. Восточный Кавказ	24.12.2019		389	357			358	
<i>M</i> 4.2	L = 442  km							
15. Турция	05.06.2020	428	389		414	411		
M 5.5	<i>L</i> = 458 км							
Среднее значение		384	379	286	379	367	320	
СКО		±82	±78	±57	±57	±68	±38	

**Таблица 2.** Значения добротностей резонансных мод региональных структур, возбужденных землетрясениями "ближней зоны" в диапазоне периодов 15–25 с

Построенная геометрическая модель магматической камеры приведена на рис. 3. Анализ показал, что распределение сейсмических событий крайне неравномерно и основная их масса тяготеет к периферии роя (см. рис. 3а). Внутри сферы радиусом ~380 м нет ни одного события, то есть центральная область камеры абсолютно асейсмична. Максимальная плотность сейсмических событий заключена в узкой области порядка 50–100 м на расстоянии ~1 км от центра камеры (см. рис. 3б), после чего плотность распределения событий опять резко падает. Источники сейсмических событий в основном локализованы между двумя сферами с радиусами 600 и 1200 м относительно центра модели камеры, где находится 95% гипоцентров сейсмических событий. Центральную область, где сейсмические события отсутствуют, можно интерпретировать как некое мягкое интрузивное включение ("магматический расплав") диаметром порядка ~0.8 км. На рис. 3 эта область окрашена в розовый цвет. Периферийная часть модели (окрашена в серый цвет) представляет собой переходную область между магматическим расплавом и окружающей горной породой, то есть является "стенками камеры". Таким образом, интерпретация зарегистрированного роя сейсмических событий в рамках построенной модели указывает на возможность существования некоторой близповерхностной магматической камеры с характерным размером



#### Рис. 1. Амплитудный спектр сигнала.

Верхняя панель — усредненный нормированный амплитудный спектр региональных резонансных мод в диапазоне периодов 15–25 с. Получен усреднением по ансамблю нормированных спектров 15 землетрясений в 500-километровой зоне вокруг вулкана Эльбрус. Красные вертикальные линии — выделенные устойчивые резонансные моды (см. табл. 1). Нижняя панель — то же с убранной составляющей фонового шума.





Рис. 2. Размещение сейсмических приборов в штольне БНО ИЯИ РАН. Показаны эпицентры зарегистрированных локальных сейсмических событий [Маловичко и др., 2012].



**Рис. 3.** Модель новой магматической камеры, основанная на сейсмических данных. Левая панель (а) – распределение гипоцентров сейсмических событий относительно центра модели. Правая панель (б) – трехмерная геометрическая модель магматической камеры: внутренняя (розовая) сфера – интрузивное включение ("магматический расплав"); периферийная (серая) область – источник микросейсмических событий (красные точки).

(диаметром) 2.5–3 км, условный центр которой находится на глубине порядка 3.7 км относительно дневной поверхности. Камера наполнена магматическим расплавом, давление которого на стенки камеры является причиной микросейсмической активности ("потрескивание" горной породы) этого локального магматического образования.

#### Резонансная модель магматической камеры

Как правило, модель магматической структуры представляется резонатором, наполненным вязкой жидкостью (вулканическим флюидом), находящимся в упругой твердой среде. Акустические свойства магматических флюидов определяют добротность резонансных мод и косвенно влияют на сами резонансные частоты. Добротность горных пород (например, базальты, граниты) характеризуются значениями 100-150 [Lav. Wallace, 1995]. Значения добротности магматических структур вулканов в зависимости от магматических фракций могут варьироваться от нескольких единиц для воды или жидкого базальта до нескольких сотен для магм, состоящих из смеси газа и жидкости [Kumagai, Chouet, 2000]. В работах [Милюков, 2006; Milyukov et al., 2010, 2018] была развита резонансная модель центральной близповерхностной магматической камеры вулкана Эльбрус в предположении, что магматическая камера заполнена магмой, состоящей из дацита и растворенного диоксида углерода (СО<sub>2</sub>)

при температурах порядка 1200°С. В рамках этой модели была получена зависимость плотности магмы, скорости звука и добротности от газовой составляющей магматического флюида для значений давления в диапазоне 0.5—4 кбар. На рис. 4 представлена зависимость добротности резонансных мод магматической камеры от объемной составляющей газа в магматическом флюиде для различных значений давления (то есть для различной глубины залегания камеры).

Значения добротностей, выделенных резонансных мод, лежат в интервале значений 280-390 (см. табл. 2). Наиболее интенсивной моде с периодом 22.67 с соответствует добротность 367. Вертикальным координатам зарегистрированных локальных сейсмических событий соответствуют давления 0.9-1.1 кбар. На рис. 4 заштрихованная область удовлетворяет полученным экспериментальным данным и показывает вероятные значения физического состояния новой магматической камеры. Согласно этой модели, магма в камере насыщена летучими компонентами, порядка 50-75%. Таким давлениям и величине газовой компоненты соответствует диапазон скоростей продольных волн в таком флюиде 200-250 м/с [Милюков, 20061.

Упрощенная сферическая модель магматической камеры и комплексные частоты собственных колебаний магматической флюидов такой камеры рассчитаны в работе [Fujita et al., 1995], что позволяет оценить ее характерный размер *L* [Милюков, 2006]



Рис. 4. Модель зависимости добротности резонансных мод магматической камеры от объемной составляющей газа в магматическом флюиде для различных значений давления [Милюков, 2006]. Темным цветом выделена область значений физических параметров новой магматической камеры.

$$L \approx \frac{T_0}{2\pi} v_f \left( a_1 + b_1 \text{th} \left[ c_1 \left( Z - 1 \right) \right] \right), \tag{3}$$

где  $T_0$  — период наиболее интенсивной низкочастотной резонансной моды  $v_f$  — скорость распространения продольных волн в магматическом флюиде; Z – контраст импедансов;  $a_1$ ,  $b_1$  и  $c_1$  – числовые коэффициенты для первой фундаментальной моды, эмпирические значения которых даны в работе [Fujita et al., 1995]:  $a_1 \approx 3.65$ ,  $b_1 \approx 0.54$  и  $c_1 \approx 2.03$ .

Для параметров  $T_0 = 22.67$  с,  $v_f \approx 200$  м/с,  $Z \approx 40$  характерный размер магматической камеры:  $L \approx 3.0$  км.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный совместный анализ сейсмических и деформационных данных позволяет предположить наличие в Приэльбрусье новой периферийной близповерхностной магматической камеры.

На основании этих данных построена модель такой камеры, которая имеет следующие параметры: расположена в районе горы Андырчи, в 22–23 км от центральной постройки вулкана Эльбрус; ее характерный размер  $\approx 2.5-3.0$  км; залегает на глубинах  $\approx 1-4$  км; наполнена газонасыщенной магмой с процентным содержанием летучих  $\approx 50-75\%$ .

Полученные результаты можно сравнить с результатами микросейсмического профилирования, выполненного в 2014—2015 гг. сотрудниками ИФЗ РАН вдоль долины реки Баксан от подно-



**Рис. 5.** Глубинный разрез вдоль профиля Эльбрус—Тырныауз на основе данных микросейсмического зондирования. Цветовая шкала показывает степень отклонения (в децибелах) скоростей поперечных сейсмических волн от средней региональной модели [Milyukov et al., 2018].

жия восточной вершины горы Эльбрус (5100 м над уровнем моря) до южной окраины города Тырныауз, то есть практически вдоль всей Сылтранской магмоконтролирующей разломной зоны [Рогожин и др., 2015; Milyukov et al., 2018].

Результаты микросейсмического зондирования выявили особенности геолого-геоморфологической структуры вулканического сооружения Эльбруса и его глубинного строения (рис. 5). На глубинном вертикальном разрезе проявились флюидонасыщенные трещиноватые слои, магматические каналы, магматические камеры и т.д. Непосредственно под центральной частью горы Эльбрус присутствуют две зоны пониженных скоростей. Зона 1 была отождествлена с близповерхностной магматической камерой, расположенной в диапазоне глубин 7-12 км, а зона 2, расположенная на глубинах 15-30 км, - с протяженным, уходящим в глубину, материнским очагом. Вдоль всего профиля имеется ряд других зон пониженных скоростей поперечных волн, которые также можно ассоциировать с магматическими образованиями Эльбрусского вулканического центра. Черной вертикальной линией на профиле отмечено положение роя локальных сейсмических событий (см. рис. 2), которое совпадает с близповерхностной зоной пониженных скоростей.

Таким образом, данные микросейсмического зондирования глубинного строения Эльбрусского вулканического центра не противоречат наличию в районе горы Андырчи близповерхностной камеры, определяемой по сейсмическим и деформационным данным.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эльбрусский вулканический центр — сложная вулканическая структура, в состав которой входят стратовулкан центрального типа и ряд более мелких магматических образований, расположенных на его периферии. Поэтому неудивительно, что по мере продолжающегося изучения этой вулканической постройки разными экспериментальными методами открываются новые ранее неизвестные магматические структуры. В частности, в результате микросейсмического зондирования была открыта неизвестная магматическая структура, расположенная в 50 км к востоку от горы Эльбрус, сравнимая по размерам с магматической структурой Эльбруса, но в настоящее время намного холоднее [Рогожин и др., 2015].

В данной работе результаты исследований, основанные на сейсмических и деформационных данных, а также результатах микросейсмического зондирования, показали наличие в составе Эльбрусского вулканического центра новой периферийной близповерхностной магматической камеры.

Сейсмические наблюдения, проведенные в подземной штольне БНО ИЯИ РАН под горой Андырчи, зарегистрировали ряд слабых локальных сейсмических событий. Эпицентры этих событий сосредоточены в компактной области, ограниченной двумя сферами с радиусами 600 и 1200 м, центры которых расположены на глубине 3.7 км относительно дневной поверхности. Характерно, что в этой области сосредоточено 95% сейсмических событий. Область внутри малой сферы, где сейсмические события отсутствуют, можно интерпретировать как некое мягкое интрузивное включение ("магматический расплав").

Анализ литосферной деформации, регистрируемых лазерным интерферометром-деформографом, расположенным в той же штольне, выделил ряд резонансных мод в диапазоне периодов 15—25 с, возбужденных региональными землетрясениями. Интерпретация полученных оценок периода и добротности наиболее интенсивной низкочастотной моды из этого диапазона, а также глубины залегания структуры, определенной по сейсмическим данным, в рамках резонансной модели магматической камеры вулкана Эльбрус, развитой ранее в наших работах, определяет размеры новой камеры и газожидкостный состав ее флюидов.

На основании этих данных построена модель новой магматической камеры, которая имеет следующие параметры: расположена в районе горы Андырчи, в 22–23 км от центральной постройки вулкана Эльбрус; ее характерный размер  $\approx 2.5-3.0$  км; залегает на глубинах  $\approx 1-4$  км; наполнена газонасыщенной магмой с процентным содержанием летучих  $\approx 50-75\%$ . Такая магматическая камера также отождествляется на глубинном разрезе Эльбрус – Тырныауз, построенным по данным микросейсмического зондирования.

Существование новой магматической камеры подтверждает мнение многих вулканологов о том, что несмотря на длительный фазу затишья, Эльбрус сохраняет опасность вулканической активизации.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят члена-корреспондента РАН А.А. Маловичко за предоставление каталога сейсмических событий, зарегистрированных сейсмометрами ГС РАН в Приэльбрусье в период с 22.06.2011 по 05.07.2011 гг.

Авторы также благодарят сотрудников ГАИШ МГУ Н.А. Перелыгина и С.В. Гирина за техническую поддержку работы Баксанского лазерного интерферометра.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета "Фундаментальные и прикладные исследования космоса".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богатиков О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // Докл. РАН. 2002а. Т. 387. № 3. С. 364–369.

Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. Кошуг Д.Г. и др. ЭПР датировка породообразующего кварца вулканических пород вулкана Эльбрус, Северный Кавказ // Докл. РАН. 2002в. Т. 385. № 5. С. 570–573.

Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Рогожин Е.А. и др. Проблема активизации вулкана Эльбрус и возможные его последствия // Катастрофические последствия и их влияние на природную среду. Т. 1. Вулканизм / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2002. С. 365–397.

Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. Комплексные исследования Эльбрусского и Казбекского вулканических центров: мониторинг и прогноз // Вестник Владикавказского научного центра. 2003. Т. З. № 2. С. 15–28.

Ковалевский В.В., Белоносов А.С., Авроров С.А., Якименко А.А. Локализация сейсмических событий в Приэльбрусье подземной сейсмической группой // Периодический Научно-технический журнал Национального ядерного центра республики Казахстан. Вестник НЯЦ РК. Курчатов, Казахстан, 2014. Вып. 2. С. 123–128.

*Нечаев Ю.В.* Космические технологии в задачах изучения локальных неоднородностей земной коры // Избранные труды ученых ОИФЗ РАН "Геофизика на рубеже веков". М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 276–290.

*Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л.* Космические технологии в задачах механико-математического моделирования внутреннего строения геофизической среды // Третий Международный аэрокосмический конгресс IAC'2000, Москва, 23–27 августа 2000 г. Тезисы докладов. М., 2000. С. 38–42.

Маловичко А.А., Бутырин П.Г., Верхоланцева Т.В., Верхоланцев Ф.Г., Шулаков Д.Ю. Результаты микросейсмических наблюдений на территории Баксанской Нейтринной Обсерватории // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы "Седьмой Международной сейсмологической школы". Обнинск: ГС РАН, 2012. 380 с.

*Милюков В.К., Руденко В.Н., Клячко Б.С., Карт А.М., Мясников А.В.* Широкополосный лазерный интерферометр для мониторинга деформаций Земли // Известия Академии Наук. Сер. физическая. 1999. Т. 63. № 6. С. 1192–1197.

*Милюков В.К., Клячко Б.С., Мясников А.В., Стриганов П.С., Янин А.Ф., Власов А.Н.* лазерный интерферометр для мониторинга движений земной коры // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С. 87–103.

*Милюков В.К.* Мониторинг состояния магматических структур вулкана Эльбрус по наблюдениям литосферных деформаций // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 1–13.

*Мясников А.В.* О проблеме учета влияния метеорологических факторов на большие прецизионные системы на примере Баксанского большебазового лазерного интерферометра // Сейсмические приборы. 2019. Т. 55. № 2. С. 27–38.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Этапы магматической активности Эльбрусского вулканического центра (Большой Кавказ): изотопно-геохроно-логические данные // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 3. С. 384–389.

*Chouet B.* Volcano seismology // Pure Appl. Geophs. 2003. V. 160. P. 739–788.

*Fujita E., Ida Y., Oikawa J.* Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of harmonic volcanic tremor // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1995. V. 69. P. 365–378.

*Kumagai H., Chouet B.A.* Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B11. P. 25493–25512.

*Lay T., Wallace T.C.* Global Seismology. San Diego, London: Academic Press, 1995. 518 p.

*Milyukov V., Rogozhin E., Gorbatikov A., Mironov A., Myasnikov A., Stepanova M.* Contemporary State of the Elbrus Volcanic Center (The Northern Caucasus) // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. № 5. P. 1889–1907. (Switzerland: Birkhauser Verlag).

## Model of a New Peripheral Near-Surface Magmanic Chamber of the Elbrus Volcanic Center

## V. K. Milyukov<sup>1, \*</sup> and A. V. Myasnikov<sup>1, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Sternberg Astronomical Institute, Lomonosov Moscow State University, Universitetsky prosp., 13, Moscow, 119234 Russia

\*e-mail: vmilyukov@yandex.ru

\*\*e-mail: andrey0405@mail.ru

Intracrustal magmatic structures have pronounced resonant properties, due to which these structures are able to generate secondary seismic waves at their own frequencies. Based on strain data obtained with a 75-meter laser interferometer – strainmeter, resonance modes are identified and parameters of magmatic structures of the Elbrus volcanic center are estimated. Such resonant modes are unique for each magmatic formation and determine the size and physical-mechanical properties of this magmatic structure. This paper analyzes the local formation, which manifested itself as a some compact area of numerous weak seismic pulses registered in the Elbrus region by the seismometers of the Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences in 2011. The results of studies based on seismic and strain data, as well as the results of microseismic sounding, showed the presence of a new peripheral near-surface magmatic chamber in the Elbrus volcanic center. The characteristic size of this new magmatic chamber is 2.5-3 km.

*Keywords:* seismic source, strain resonant modes, laser interferometer-strainmeter, magmatic structures of the Elbrus volcano

УДК 550.34.06;550.34.01

# РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТА И ИНТЕНСИВНОСТИ ДВУХ СИЛЬНЫХ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ИРАНЕ И ИНДИИ

© 2023 г. В. Н. Морозов<sup>а</sup>, А. И. Маневич<sup>а, b, \*</sup>, В. Н. Татаринов<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Геофизический центр РАН, ул. Молодёжная, 3, Москва, 119296 Россия <sup>b</sup>Горный институт НИТУ "МИСиС", Ленинский просп., 4, Москва, 119049 Россия

> *\*e-mail: a.manevich@gcras.ru* Поступила в редакцию 14.04.2022 г. После доработки 26.09.2022 г. Принята к публикации 01.02.2023 г.

В работе представлены результаты математического моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон до и после сильных землетрясений 22 июня 2002 г. на северозападе Ирана в области Казвин с  $M_w = 6.4$  и Гуджаратского землетрясения 26 января 2001 г. в Индии с *M* = 6.9. При моделировании использовался метод расчета напряженно-деформированного состояния блочной упруго-изотропной гетерогенной среды, нарушенной системой разломов, под действием внешнего поля тектонических напряжений. Граничные условия задавались по геологическим и сейсмологическим данным. Показано, что эпицентры сильных коровых землетрясений локализуются в зонах высокой концентрации интенсивности напряжений, в окончаниях тектонических разломов. Разрывы образуются при соотношении между действующими тектоническими напряжениями σ<sub>νν</sub>/σ<sub>xx</sub> > 3, соединяя зоны высокой интенсивности напряжений. Развитие афтершокового процесса обусловлено сбросом напряжений, вызванным новым разрывом, а формирующиеся кластеры афтершоков пространственно коррелируют с зоной сброшенной интенсивности напряжений. Новый разрыв распространяется в направлении доминирующей ориентации тектонических разломов района. Показана взаимосвязь длины разрыва и возможного ретроспективного прогноза места и магнитуды землетрясения в зависимости от накопленной упругой энергии и ее возможной реализации в заданных структурно-тектонических условиях.

*Ключевые слова:* Чангурское землетрясение, землетрясение Аваж, Гуджаратское землетрясение, коровые землетрясения, моделирование, напряженно-деформированное состояние, землетрясение, разлом, афтершоки, прогноз землетрясений

DOI: 10.31857/S020303062370013X, EDN: TNBOOM

### введение

22 июня 2002 г. на северо-западе Ирана в области Казвин произошло сильное землетрясение с  $M_w = 6.4$ , получившее название Чангурское или Аваж. Его эпицентр расположен в малонаселенном районе между городами Биджар и Авадж с координатами 35.572° N, 49.085° Е. В результате землетрясения погибло 261 человек, 1500 получили ранения, более 50 тыс. лишились жилья [Western Iran ..., 2022]. Интенсивность землетрясения в эпицентре превышала 8 баллов по шкале Рихтера [Hamzehloo, 2005].

В настоящей работе обсуждается возможность ретроспективного прогноза места и возможной интенсивности землетрясения на основе моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) его эпицентральной зоны. Для моделирования был использован авторский метод расчета НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами. Как и в ранее опубликованных работах [Морозов, Маневич, 2016, 2021; Морозов и др., 2018а, 2018б, 2020] под разломом понимается протяженная зона диспергированного геологического материала с упругим модулем существенно ниже по сравнению с породами окружающего массива. Показано, что причиной землетрясения являются локальные области высокой концентрации потенциальной энергии деформации, возникающие под действием регионального поля тектонических напряжений. Высокая концентрация интенсивности тектонических напряжений в окончаниях тектонических разломов, расположенных на расстояниях порядка 20-30 км способна вызвать разрыв, соединяющий эти зоны. Длина разрыва определяется расстоянием между зонами высокой интенсивности напряжений, а связь длины разлома с магнитудой землетрясения позволяет оценить возможную магнитуду землетрясения в рамках ретроспективного прогноза.



**Рис. 1.** Структурно-тектоническая схема исследуемого района, составленная по материалам [Western Iran ..., 2022; Hamzehloo, 2004; Reza et al., 2020].

1 — эпицентр землетрясения 22.06.2002 с M = 6.4; 2 — эпицентры сильных исторических землетрясений; 3 — эпицентры афтершоков на период 22.06.2002—07.11.2002 с M > 4; 4 — крупные города Ирана; 5 — тектонические разломы; 6 — область моделирования НДС. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным скоростей деформаций земной коры и механизмов очагов сильных землетрясений.

Реальное пространственное положение разрыва, стартующего из гипоцентра землетрясения, зачастую (как и в рассматриваемых случаях) определить затруднительно. Это касается и достоверности пространственного положения разрыва, образовавшегося при землетрясении в Индии. Критерием возможного реального положения разрывов являются области сброшенной интенсивности напряжений, в которой зарегистрированы сильные афтершоки, как следствие релаксации накопленных тектонических напряжений перед сейсмическими событиями.

Локализация афтершоков в области сброшенной интенсивности напряжений дает основание предположить, что накопленные "вековые" напряжения в эпицентральной зоне сбрасываются в течение времени за счет нелинейно упругих реальных свойств геологической среды в результате вновь образовавшегося разрыва. Результаты ретроспективного прогноза места и магнитуды сильных коровых землетрясений, представляются полезными в понимании предсейсмического процесса эволюции физико-механического состояния геологической среды при их подготовке.

#### СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 22 ИЮНЯ 2002 г. с *M* = 6.4

22 июня 2002 г. на северо-западе Ирана произошло сильное землетрясение с  $M_w = 6.4$  между горными районами Альборз на севере и Загрос на юге (рис. 1). Тектоническое развитие района определяется коллизией перемещающейся Арабской плиты на север с Евроазиатской плитой, формирующей горную систему Загрос [Hamzehloo, 2004]. По данным ГНСС-наблюдений скорость перемещения арабской плиты в северо-восточном направлении составляет ~20 мм/год (см. рис. 1) [Hamzehloo, 2004].

Эпицентр землетрясения локализован между северо-западными окончаниями активных тектонических разломов "South Avaj" и "Gbart"

N⁰	Дата	Время (GMT)	Широта	Долгота	Глубина	Магнитуда
1	2002.06.22	02:58:20.07	35.636	49.199	10.0	6.2
2	2002.06.22	03:31:55.40	35.722	49.123	8.0	4.4
3	2002.06.22	04:33:27.16	35.757	48.983	8.0	4.1
4	2002.06.22	06:45:33.46	35.704	49.110	8.0	4.9
5	2002.06.22	14:27:15.79	35.669	49.117	8.0	4.5
6	2002.06.22	21:33:25.09	35.721	49.165	8.0	4.5
7	2002.06.24	13:21:19.11	35.824	48.700	8.0	4.3
8	2002.06.24	21:30:39.22	35.769	49.103	8.0	4.4
9	2002.06.26	18:18:13.65	35.606	49.085	8.0	4.6
10	2002.07.03	19:24:39.20	35.731	49.026	7.4	4.3
11	2002.07.25	13:29:56.82	35.622	49.032	8.0	4.5
12	2002.08.23	13:04:59.90	35.622	49.431	8.0	4.3
13	2002.09.02	01:00:02.13	35.717	48.989	8.0	5.1
14	2002.09.02	16:34:18.96	35.750	48.883	8.0	4.2
15	2002.11.07	16:42:10.23	35.554	49.070	8.0	4.8

Таблица 1. Параметры сильных афтершоков землетрясения Чангур 22.06.2002 по материалам [Walker et al., 2005]

[Western Iran ..., 2022; Hamzehloo, 2004]. "Слепые разломы"<sup>1</sup> не четко выражены в морфологии местности [Walker et al., 2005]. Вместе с тем, разломная тектоника является определяющим фактором в активном сейсмотектоническом процессе этого района. В прошлом веке в этой области зарегистрированы два сильных землетрясения в 1953 г. и в 1962 г., примерно в 50 км восточнее от эпицентральной зоны землетрясения 22 июня 2002 г. (на рис. 1 приводятся исторические сильные землетрясения в этой области).

Эпицентр землетрясения определен с возможной ошибкой порядка 10 км [Hamzehloo, 2004]. Сейсмогенный разрыв ориентирован в пределах 102°-118° с углом падения на юго-запад в пределах 52°-66° и протяженностью ~20-25 км [Walker et al., 2005]. После землетрясения на земной поверхности был обнаружен взброс в виде дискретных уступов, который трассируется шарьяжем косейсмической антиклинальной складки в аллювиальных отложениях, трудноразличимой на поверхности [Walker et al., 2002], а также обнаружены небольшие разрывы и трещины на расстоянии до 14 км от эпицентра. Трещины простираются на северо-запад и юго-восток с максимальными смещениями до 65 см [Walker et al., 2005]. Их возникновение, вероятно, связано с образованием косейсмической складки. Глубина гипоцентра по сейсмологическим данным составляет 5-10 км [Western Iran ..., 2022; Hamzehloo, 2004]. По результатам анализа объемных сейсмических волн, было установлено, что разрыв образовался

в течение 5 сек со скоростью распространения ~2.6 км/сек [Hamzehloo, 2004]. Механизм очага землетрясения представлен на рис. 1 и соответствует взбросу с ориентацией оси сжатия ~25°-30°. Область локализации афтершоков представлена на рис. 1, их параметры приведены в табл. 1. Афтершоки локализованы главным образом на северозападе от эпицентра главного толчка и, предположительно, являются результатом деформации внутри висячего бока южной части разлома [Walker et al., 2002].

71

## МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Метод моделирования НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами, изложен в ранее опубликованных работах [Морозов, Маневич, 2016; Морозов и др., 2018а, 20186]. Кратко он сводится к следующему: блочный гетерогенный породный массив, состоящий из упруго-изотропных блоков, моделируется слоем, который нарушен произвольно ориентированными разломами. При этом падение разломов принимается субвертикальным. Под тектоническими разломами понимается диспергированная среда ("гигантско-глыбовый меланж" [Забродин и др., 2015; Шерман и др., 1992; Кочарян, 2016]. Ширина зоны динамического влияния разлома принята в пределах 1 км. Упругий модуль пород разломной зоны на два порядка ниже пород окружающего массива [Морозов и др., 2018а, 20186].

Используется конечно-элементная модель упругой геологической среды, находящейся во

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Под слепыми разломами авторы исследования [Walker et al., 2005] понимают разломы, не имеющие выхода на поверхность.
внешнем поле тектонических напряжений (условие плоского напряженного состояния). Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя, согласно модели обобщенного плоского напряженного состояния в форме закона Гука (1):

$$\begin{cases} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{xy} \end{cases} = \left[ D\left(E^{(m)}, \mathbf{v}^{(m)}\right) \right] \begin{cases} \boldsymbol{\varepsilon}_{xx} \\ \boldsymbol{\varepsilon}_{yy} \\ \boldsymbol{\varepsilon}_{xy} \end{cases},$$
(1)

где  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{xy}$  – компоненты осредненных интегральных напряжений;  $\varepsilon_{xx}$ ,  $\varepsilon_{yy}$ ,  $\varepsilon_{xy}$  – соответствующие им компоненты тензора деформации;  $E^{(m)}$  – модуль Юнга;  $v^{(m)}$  – коэффициент Пуассона матрицы упругости отдельного конечного элемента, с помощью которой вводится неоднородность (разлом) в упруго-изотропную модель слоя по формуле:

$$\begin{bmatrix} D(E^{(m)}, \mathbf{v}^{(m)}) \end{bmatrix}$$
  
=  $E^{(m)} \times \begin{bmatrix} 1 - (\mathbf{v}^{(m)})^2 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} 1 & \mathbf{v}^{(m)} & 0 \\ \mathbf{v}^{(m)} & 1 & 0 \\ 0 & 0 & (1 - \mathbf{v}^{(m)})^2 \end{bmatrix}$ . (2)

Помимо компонент тензора напряжений  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{xy}$ , рассчитывалась интенсивность напряжений:

$$\sigma_i = \left(\sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 - \sigma_{xx}\sigma_{yy} + 3\sigma_{xy}^2\right)^{\frac{1}{2}}.$$
 (3)

Интенсивность напряжений является показателем энергонасыщенности фрагмента геологической среды. Термин энергонасыщенность геологической среды используется при изучении землетрясений [Садовский, Писаренко, 1991; Пономарев, 2008]. В настоящей работе под энергонасыщенностью геологической среды (в рамках математической модели НДС эпицентральных зон землетрясений) понимается плотность упругой потенциальной энергии тектонических напряжений, определяемая как функция интенсивности напряжений по формуле:

$$U_{\Phi} = \frac{1 + \overline{\nu}}{3\overline{E}} \sigma_i^2 \Delta V, \qquad (4)$$

где  $\overline{E}$  и  $\overline{v}$  – средние модули упругости,  $\Delta V$  – объем.

При этом напряжение отпора соответствует концепции [Динник, 1946]:

$$\sigma_{xx} = \frac{v}{1 - v} \sigma_{yy},\tag{5}$$

где v – коэффициент Пуассона.

Разность интенсивности напряжений рассчитывается по формуле 6:

$$\Delta \sigma_i = |\sigma_i|_I - |\sigma_i|_{II}, \qquad (6)$$

где  $|\sigma_i|_I$ ,  $|\sigma_i|_{II}$  – интенсивность напряжений до и после землетрясения соответственно.

Предметом анализа является интенсивность напряжений о, компоненты тензора напряжений  $\sigma_{vv}, \sigma_{xx}, \sigma_{xv},$ а также отношение главных напряжений  $\sigma_{\nu\nu}/\sigma_{xx}$ . Во всех расчетах приняты численные предполагаемые параметры действующих сжимающих тектонических напряжений (их ориентировка показана на расчетных схемах, см. рис. 1)  $\sigma_{max} = 30$  МПа,  $\sigma_{min} = 10$  МПа по результатам измерений главных напряжений в верхней части земной коры в различных районах земного шара [Гзовский, 1975; Grown, Hoek, 1978; Селин, 2008; Зубков, 2016]. Значение упругого модуля окружающей геологической среды принято  $E = 5 \times 10^4 \,\mathrm{M}\Pi a$ , модуль диспергированного материала разломов на два порядка ниже,  $E_f = 5 \times 10^2$  МПа. Коэффициента Пуассона v = 0.25. Количество конечных элементов модели составляет 16 × 10<sup>4</sup> на площади 10<sup>4</sup> км<sup>2</sup>.

Моделирование НДС эпицентральных зон нескольких коровых землетрясений с  $M \ge 6$  и глубиной гипоцентра в пределах 10-20 км [Морозов и др., 2018а, 2018б, 2020; Морозов, Маневич, 2021] позволило установить некоторые общие тенденции локализации эпицентров главных толчков, направления и протяженности разрывов, включая локализацию афтершоков в зонах высокой интенсивности напряжений. Области высокой интенсивности напряжений возникают в окончаниях тектонических разломов. Так как квадрат интенсивности напряжений  $\sigma_i^2$  пропорционален накопленной упругой энергии "вековых" тектонических напряжений, следует ожидать развития процесса тектонической деструкции в зонах повышенной интенсивности напряжений т.е. накопленная энергия упругих деформаций частично реализуется в процессе акта землетрясения, формируя разрыв в геологической среде. Можно предположить, что чем выше интенсивность текто-

нических напряжений и объем зоны аномально высокой интенсивности напряжений, тем больше протяженность возможного разрыва, а, следовательно, и магнитуды возможного землетрясения.

# РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ДО И ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ИРАНЕ И ИНДИИ

Изложенным в предыдущем разделе методом получены карты распределения интенсивности напряжений  $\sigma_i$  и разности интенсивности напряжений  $\Delta \sigma_i$ , компонент тензора напряжений  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\tau_{xy}$  и отношения напряжений  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$  в эпицентральной зоне площадью ~10<sup>4</sup> км<sup>2</sup> (рис. 2–4),

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2023



**Рис. 2.** Карта интенсивности напряжений  $\sigma_i$  до землетрясения и роза-диаграмма направлений тектонических разломов.

1 – тектонические разломы; 2 – область предполагаемого нового разрыва; 3 – обозначение зон повышенной интенсивности напряжений. В левом верхнем углу приведена роза-диаграмма доминирующей ориентации тектонических разломов с наложенной ориентацией предполагаемого разрыва.

указанных землетрясений, которые являются предметом анализа.

На рис. 2 представлена карта интенсивности напряжений до землетрясения 22 июня 2002 г. Зоны высокой интенсивности напряжений локализованы в окончаниях тектонических разломов, расположенных на расстоянии ~25 км друг от друга. Можно было бы предположить, что при "подкачке" энергии в эти зоны за счет внешнего регионального поля напряжений между ними возможно возникновение разрыва. Во время Измитского землетрясения 17 августа 1999 г. разрыв распространяется, пересекая зоны высокой интенсивности напряжений, расположенных на расстоянии порядка 20-30 км [Морозов и др., 2020]. Возникает вопрос: какому направлению разрыва отдать предпочтение в рамках ретроспективного прогноза возможного сейсмического события? Ранее обнаруженная нами тенденция возникновения разрыва в очаге землетрясения при отношении главных действующих напряжений более 3 [Морозов и др., 2018а, 2018б, 2020; Морозов, Маневич, 2021] является исходной точной при определении направления развития нового разрыва, в рамках принятой модели. И как известно, ориентация образующихся разрывов континентальных землетрясений с М>6 совпадает с доминирующими направлениями тектонических разломов для сейсмоактивных районов [Chester et al.,



**Рис. 3.** Карта отношения главных действующих напряжений  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$ . 1 — тектонические разломы; 2 — область предполагаемого нового разрыва.

# 1993, 2005; Evans, Chester, 1995; Chester, Chester, 1998; Schulz, Evans, 2000].

На рис. 1 показано, что доминирующая ориентация тектонических разломов в районах Алброз и Загрос в северо-западном районе Ирана соответствует направлению северо-запад—юго-восток, примерно под углом 45° по отношению главной компрессионной оси.

В левом верхнем углу (см. рис. 2) приведена розадиаграмма доминирующего направления условно линейных участков тектонических разломов района, иллюстрирующая эту ситуацию. Формирование доминирующего направления тектонических разломов под углом ~45° к оси максимального сжатия характерно и для районов с низкой сейсмической активностью, т.е. является в какой-то мере закономерным процессом разломообразования [Гзовский, 1960, 1975; Шерман и др., 1992].

На рис. 3 приведена карта отношения главных действующих напряжений  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$  в этом районе. Видно, что аномальные значения  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx} > 6$  пересекаются с зонами высокой интенсивности напряжений, где можно было бы ожидать возникновение разрывов и их распространение как в северном, так и в северо-западном направлениях. Однако доминирующее СЗ–ЮВ направление тектонических разломов определяет последнее, как наиболее вероятное. Таким образом, ретроспективное положение возможного разрыва землетрясения 22 июня 2002 г. приведено на рис. 2 и 3. Как известно протяженность разрыва коррелирует с магнитудой землетрясения, т.е. с выделившейся упругой энергией сейсмических волн при



**Рис. 4.** Карта разности интенсивности напряжений  $\Delta \sigma_i$  до и после землетрясения.

1 — тектонические разломы; 2 — предполагаемое положение образовавшегося разрыва по сейсмологическим данным [Western Iran ..., 2022]; 3 — эпицентры сильных афтершоков.

их распространении [Wells, Coppersmith, 1994; Dowrick, Rhoades, 2004]. Предполагаемая протяженность разрыва (в рамках ретроспективного прогноза) находится в пределах 25 км, что приблизительно соответствует расстоянию между максимальными значениями зон высокой интенсивности напряжений (см. рис. 2, 3).

На рис. 4 приведена карта сброшенной интенсивности напряжений после образования разрыва, протяженность и ориентация которого принята при использовании сейсмологических данных. Сброс напряжений за счет образования разрыва приводит к интенсивному развитию последующего афтершокового процесса (желтая и красная зона, см. рис. 4). Все сильные афтершоки локализованы в этой зоне за исключением двух, вызванных, вероятно, приростом напряжений в окончании сформировавшегося разрыва<sup>2</sup>.

Следует обратить внимание на положение эпицентров афтершоков (в том числе самых сильных) относительно ретроспективного прогноза положения возможного разрыва, исходя из анализа НДС эпицентральной зоны до землетрясения Чангур. Эпицентры сильных афтершоков (за исключением трех на юге) образуют вытянутую зону, пространственно хорошо коррелируемую с предполагаемым положением возможного разрыва по данным моделирования НДС эпицентральной зоны до момента землетрясения.

При сопоставлении интенсивности напряжений эпицентральной зоны землетрясения до и после основного толчка, можно видеть значимые изменения (более 5 МПа) в зоне с радиусом ~30 км от эпицентра землетрясения. Следует ожидать, что прирост интенсивности напряжений способен вызвать повышение активности фоновой сейсмичности.

При моделировании НДС эпицентрального района землетрясения 26.01.2001, *M* = 6.9 в Индии были так же выполнены расчеты энергии сброшенных статических напряжений геологической среды (которые следуют далее по тексту) в связи со сбросом напряжений в результате сейсмического события. После образования разрыва распределение полей напряжений эпицентральной зоны землетрясения в Индии также существенно изменяется. На рис. 5 приведена карта интенсивности напряжений до землетрясения, которое претерпело сушественные изменения после землетрясения (рис. 6). Максимальные значения сброшенных напряжений σ<sub>i</sub> достигают 20 МПа (см. рис. 6). На рис. 5 дополнительно приведена роза-диаграмма доминирующей ориентации тектонических разломов (как и на рис. 2), позволяющая предположить наиболее вероятное простирание разрыва в рамках ретроспективного прогноза возможного сейсмического события. На рис. 6 заштрихованной областью показан возможный предполагаемый разрыв, соединяющий области высокой интенсивности напряжений (см. рис. 5) на расстоянии 25-30 км, предшествующие землетрясению.

Две области локализации афтершоков, зарегистрированных в первую неделю после главного толчка (1428 афтершоков) на западе и востоке от эпицентра землетрясения, расположены в зонах максимальной сброшенной интенсивности напряжений в диапазоне от 10 до 20 МПа. Диапазон сброшенной интенсивности напряжений 0—5 МПа занимает существенно большую площадь. Вместе с тем имеется область прироста интенсивности напряжений на западе и востоке от эпицентра землетрясения (см. рис. 6).

При объеме сейсмогенерирующего слоя:

$$\Delta V = S_{\rm o} \Delta h \approx 6 \times 10^4 \ ({\rm Km}^3),$$

где  $S_0$  – площадь сброшенной интенсивности напряжений,  $\Delta h$  – мощность сейсмогенерирующего слоя = 25 км, расчетная величина энергии сброшенных статических напряжений составляет:

$$\Delta U \approx 2 \times 10^{17} \ (\mathrm{Дw})$$

при принятой средней величине  $\left< \Delta \overline{\sigma_i} \right> = 10 \,$  МПа.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Учитывая возможные ошибки в определении координат эпицентров в пределах ±5 км и более.



**Рис. 5.** Карта интенсивности напряжений  $\sigma_i$  до землетрясения 26.01.2001 с M = 6.9 в Индии, по материалам [Морозов, Маневич, 2016].

1 – эпицентр землетрясения; 2 – эпицентры сильных афтершоков; 3 – тектонические разломы; 4 – новый образовавшийся разрыв; 5 – предполагаемое положение образовавшегося разрыва. В правом нижнем углу приедена роза-диаграмма доминирующей ориентации тектонических разломов с наложенной ориентацией предполагаемого разрыва. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным ориентации векторов скоростей деформаций и механизмов очагов сильных землетрясений.

Эта величина существенно выше энергии сейсмических волн, определенной по формуле:

$$M = \frac{2}{3} [\lg(E_{\rm s}) - 4.8], \tag{7}$$

где M — магнитуда землетрясения,  $E_s$  — выделившаяся сейсмическая энергия. Принимая для данного землетрясения M = 6.9, получим значение:

$$E_{\rm s} = 10^{15} \, ({\rm Дж}).$$

Таким образом, отношение энергии сейсмических волн ( $E_s$ ), выделившейся при землетрясении, к энергии сброшенных статических напряжений ( $\Delta U$ ) составляет:

$$K = \frac{E_s}{\Delta U} = 5 \times 10^{-3}.$$

Установленная эмпирическая связь между магнитудой землетрясения и длиной разрыва имеет вид [Wells, Coppersmith, 1994; Dowrick, Rhoades, 2004]. При протяженности прогнозируемой длины разломов (см. рис. 2, 6) в пределах 20—30 км, ожидаемая магнитуда возможного землетрясения составляет примерно  $M \approx 6$ :

$$M_w = 4.76 + 1.53 \lg(L_f). \tag{8}$$

Одновременно с областью сброшенных напряжений возникают области возросших напряжений (в рамках использованной модели) в концах вновь образовавшегося разрыва (см. рис. 6).

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Процесс перераспределения напряжений после образования разрыва не является мгновенным, его активная стадия соответствует времени активации афтершоков и, по крайней мере, продолжается в течение афтершоковой активности. Реальная нелинейность упругих свойств блоковой среды допускает возможность крипа [Беньофф, 1961], а, следовательно, и растянутого во времени компенсационного процесса НДС эпицентральной зоны. Важно подчеркнуть, что



**Рис. 6.** Карта разности интенсивности напряжений  $\Delta \sigma_i$  до и после землетрясения 26.01.2001 с M = 6.9 в Индии, по материалам [Морозов, Маневич, 2016].

1 – эпицентр землетрясения; 2 – эпицентры сильных афтершоков; 3 – тектонические разломы; 4 – новый образовавшийся разрыв; 5 – предполагаемое положение образовавшегося разрыва. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным ориентации векторов скоростей деформаций и механизмов очагов сильных землетрясений.

мгновенный сброс напряжений во время образования протяженного разрыва способствует развитию деструкции предварительно напряженных зон, в которых уровень концентрации напряжений близок к критическому.

Сильные афтершоки с  $M \ge 5$ , зарегистрированные в течение первых четырех часов после главного толчка (см. рис. 6), ассоциируются с зонами сброшенной интенсивности напряжений и максимальными касательными напряжениями, рассчитанными в модели НДС эпицентральной зоны до землетрясения.

Энергоемкость элемента объема геологической среды при фоновой интенсивности напряжений ~25 МПа составляет:  $E_{ys} \sim 10^3 \text{ Дж/м}^3$  [Морозов, Маневич, 2016]. Под энергоемкостью геологической среды понимается максимально возможная концентрация упругой потенциальной энергии единицы объема фрагмента геологической среды, предшествующей образованию разрыва в очаге землетрясения. Приведенная оценка является близкой к оценке, приведенной в работе [Касахара,

1962] в 3.2 × 103 Дж/м<sup>3</sup>. Следовательно, при значениях выше этой величины следует ожидать развития деструкции геологической среды и, соответственно, изменения НДС состояния исследуемой площади.

Возвращаясь K землетрясению Чангур 22.06.2002 в Иране, видно, что площадь локализации последовавших афтершоков в основном находится в пределах области сброшенной интенсивности напряжений (см. рис. 4). Она захватывает зоны аномально высокой интенсивности напряжений, предшествующих землетрясению (см. рис. 2). И, если в рамках представленной модели напряжения сбрасываются условно мгновенно, то в реальной геологической среде для этого необходимо время. При образовании разрыва – нового тектонического разлома, морфология интенсивности напряжений сушественно изменяется. Исходя из анализа напряженно-деформированного состояния можно ожидать последующих сильных сейсмических событий на севере и на юге от эпицентральной зоны землетрясения Чангур.

При сопоставлении интенсивности напряжений эпицентральной зоны землетрясения до и после основного толчка (см. рис. 2–4), видны изменения  $\sigma_i$  (более 5 МПа) в зоне с радиусом ~30–50 км от эпицентра землетрясения, а следовательно, можно ожидать, что прирост интенсивности напряжений способен стать триггер-эффектом фоновой сейсмичности.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование НДС эпицентральной зоны землетрясений в Иране и Индии до и после образования разрыва, несмотря на ошибку в определения координат очага землетрясения и неопределенности картирования тектонических разрывов, отражает общую тенденцию возможной локализации очага землетрясения и последующего разрыва в области высокой интенсивности напряжений. Концентрация тектонических напряжений (потенциальной энергии упругой деформации) в межразломных зонах аномально высокой интенсивности напряжений разрыва, зарождающегося в области отношения главных напряжений  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx} > 6$ , или при напряжении отпора, переходящих в положительные напряжения растяжения.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, можно утверждать, что:

— новый разрыв в результате землетрясения стартует из пересечения области локализации повышенной интенсивности напряжений  $\sigma_i$  и повышенного отношения главных напряжений  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$  (по отношению к фоновому полю напряжений);

 вероятная ориентация разрыва соответствует в направлении большей оси розы диаграммы тектонических разломов исследуемого региона;

 наиболее вероятная длина разрыва определяется расстоянием между аномальными зонами интенсивности напряжений перед ожидаемым сейсмическим событием;

 длина предполагаемого разрыва дает возможность оценить магнитуду землетрясения и его балльность.

Следует ожидать, что длина разрыва, а, следовательно, и магнитуда землетрясения, зависят от накопленной упругой энергии, и ее возможной реализации в заданных структурно-тектонических условиях. Идеализация геологической среды, отсутствие достоверных представлений о разломной тектонике сейсмоактивных районов действующих тектонических напряжений, включая неопределенность и ошибки в определении гипоцентра, естественно определяют уровень достоверности полученных данных. Вместе с тем, полученные результаты представляются полезными и как с позиции понимания развития сейсмотектонического процесса, так и возможного прогноза места и энергии сильных коровых землетрясений. Ограничиваясь этими выводами, практической реализацией полученных результатов могла бы стать постановка детальных геофизических исследований в аномальных зонах концентрации тектонических напряжений в сейсмических районах.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использовалось оборудование и материалы, предоставленные ЦКП "Аналитический центр геомагнитных данных" Геофизического центра РАН (http://ckp.gcras.ru/).

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беньофф Г. Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Вулф, выявленные при изучении последовательности афтершоков // Слабые землетрясения. М.: Изд-во ИЛ, 1961. С. 211–219.

*Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

*Гзовский М.В.* Физическая теория образования тектонических разрывов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолиздат, 1960. С. 78–89.

Динник А.Н. Устойчивость арок. М.: ОГИЗ ГОСТЕХ-ИЗДАТ, 1946. 127 с.

Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.

Зубков А.В. Закон формирования природного напряженного состояния земной коры // Литосфера. 2016. № 5. С. 146–151.

Касахара К. О природе сейсмических источников // Слабые землетрясения. М.: Изд-во ИЛ, 1961. С. 279–316.

*Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринов В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И., Мельников А.Ю. Численное моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 (г. Напа, штат Калифорния, США) // Геотектоника. 2018а. № 5. С. 90–102.

https://doi.org/10.1134/S0016853X18040069

Морозов В.Н., Маневич А.И. Механизм формирования разрыва землетрясения Хансин-Авадзи (г. Кобе, Япония) 17.01.1995 М 6.9 // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 151–158.

https://doi.org/10.31857/S2686739721080089

Морозов В.Н., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентрального района землетрясения 26.01.2001 г., M = 6.9 (Индия) // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 4. С. 23–36. https://doi.org/10.21455/gr2016.4-2

Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26 декабря 2003 г.  $M_w = 6.6$ ) // Физика Земли. 2018б. № 4. С. 68-78. https://doi.org/10.1134/S0002333718040087

Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., М 7.4) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43-54.

https://doi.org/10.31857/S0203030620020042

Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

Селин К.В. Изменение первоначальных горизонтальных напряжений массива с глубиной в различных регионах мира // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 10. С. 297-301.

Шерман С.И., Семинский С.А., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1992. 258 с.

Alipoor R., Hossein A.S., Ghamarian S. Neotectonics of the Avaj region (NW Iran): left-lateral strike-slip and rangeparallel reverse faults // Journal of Mountain Science. 2020. V. 17. P. 838-850.

https://doi.org/10.1007/s11629-019-5688-0

Chester F.M., Chester J.S. Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. V. 295. Iss. 1-2. P. 199-221.

https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00121-8

Chester F.M., Evans J.P., Biegel R.L. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault // J. Geophysical Research. 1993. V. 98. № B1. P. 771-786. https://doi.org/10.1029/92JB01866

Chester J.S., Chester F.M., Kronenberg A.K. Fracture surface energy of the Punchbowl Fault, San Andreas system // Nature. 2005. V. 437. P. 133-136.

https://doi.org/10.1038/nature03942

Dowrick D.J., Rhoades D.A. Relations Between Earthquake Magnitude and Fault Rupture Dimensions: How Regionally Variable Are They? // Bulletin of the Seismological Society of America. 2004. V. 94. Iss. 3. P. 776–788. https://doi.org/10.1785/0120030151

Evans J.P., Chester F.M. Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: inference from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. № B7. P. 13007-13020.

https://doi.org/10.1029/94JB02625

Grown E.T., Hoek E. Trends in relations between measured in situ stresses with depth // International J. Rock Mechanics and Mining Science. 1978. V. 15. Iss. 4. P. 211–215.

Hamzehloo H. Strong ground motion modelling of causative fault for the 2002 Avaj earthquake, Iran // Tectonophysics. 2005. V. 409. Iss. 1-4. P. 159-174.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.016

Schulz S.E., Evans J.P. Mesoscopic structure of the Punchbowl fault Southern California and the geological and geophysical structure of active faults // J. Structural Geology. 2000. V. 22. Iss. 7. P. 913–930.

https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00019-5

Walker R. T., Bergman E., Jackson J., Ghorashi M., Talebian M. The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology // Geophysical J. International. 2002. V. 160. Iss. 2. P. 707–720. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02516.x

Western Iran -M6.5 [Earthquake hazard program USGS]. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/ usp000b6pk/executive (14.04.2022).

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismo-logical Society of America. 1994. V. 84. № 4. P. 975–1002.

# **Retrospective Prediction of the Location and Intensity of Two Strong Crustal** Earthquakes in Iran And India

V. N. Morozov<sup>1</sup>, A. I. Manevich<sup>1, 2, \*</sup>, and V. N. Tatarinov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geophysical Center of RAS, Molodezhnaya str., 3, Moscow, 119296 Russia <sup>2</sup>Mining Institute NUST "MISiS", Leninsky prosp., 4, Moscow, 119049 Russia \*e-mail: a.manevich@gcras.ru

The paper presents the results of mathematical modeling of the stress-strain state of the epicentral zone before and after the strong earthquakes  $M_w = 6.4$  of June 22, 2002 in the north-west of Iran in the region Qazvin and 26 January 2001 in India with M = 6.9. The method of modeling of the stress-strain state of the block elasticisotropic heterogeneous medium disturbed by the system of faults under the influence of the external field of tectonic stresses was used, boundary conditions were set according to seismological data. It is shown that at a certain ratio between the main stresses the epicenters of strong cow earthquakes are localized in the area of high concentration of stress intensity. The development of aftershock process is caused by stress release caused by a new break, and the emerging clusters of aftershocks spatially correlate with the zone of released intensity of stresses. It is assumed that the tectonic rupture propagates in the direction of the zones of high intensity of stresses. The actual correlation between the rupture length and the earthquake magnitude from the accumulated elastic energy and its possible realization under given structural and tectonic conditions is shown.

Keywords: Changureh earthquake, Avaj earthquake, Gujarat earthquake, crust earthquake, modeling, stressstrain state, earthquake, fault, aftershocks, forecast of earthquakes

# ПАМЯТИ ГЕНРИЕТТЫ ЕВГЕНЬЕВНЫ БОГОЯВЛЕНСКОЙ

DOI: 10.31857/S0203030623970011, EDN: RLPFAR



5 марта 2023 г. ушла из жизни Генриетта Евгеньевна Богоявленская — известный вулканолог, кандидат геолого-минералогических наук, старейший сотрудник Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Г.Е. Богоявленская родилась 1 января 1931 г. в селе Колыбелка Воронежской области. В 1953 г. окончила Геологический факультет Воронежского государственного университета и в этом же году поступила в аспирантуру Лаборатории вулканологии Академии наук СССР, которую возглавлял доктор геолого-минералогических наук профессор В.И. Влодавец. По его рекомендации была выбрана тема диссертации, основанная на изучении вулкана Безымянный, считавшегося в то время потухшим. Молодая аспирантка переезжает на работу в пос. Ключи на Камчатке.

30 марта 1956 г. вулкан Безымянный неожиданно и очень мощно начал извергаться. Г.Е. Богоявленская принимала активное участие в изучении всех стадий этого ярчайшего вулканического события. В результате проведенных исследований был получен уникальный материал, характеризующий катастрофические извержения андезитовых магм. Впервые в Мире был детально изучен новый тип извержения, получивший название "направленный взрыв". В 1962 г. Г.Е. Богоявленская блестяще защитила кандидатскую диссертацию по материалам исследований активности вулкана Безымянный, ставшего всемирно известным. В 1965 г. была опубликована книга Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской "Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг.".

После организации Института вулканологии АН СССР в г. Петропавловск-Камчатский Г.Е. Богоявленская в 1964 г. поступает на постоянную работу в Лабораторию активного вулканизма в должности старшего научного сотрудника. В 1963–1965 гг. работает в составе группы члена-корреспондента АН СССР Г.С. Горшкова по изучению действующих вулканов Курильских островов. Материалы этих исследований нашли отражение в монографии Г.С. Горшкова "Вулканизм Курильской островной дуги".

В 1965—1966 гг. Г.Е. Богоявленская работает по теме "Кислый вулканизм Узон-Гейзерной депрессии и окружающих депрессию вулканов". Материалы этих исследований востребованы до сих пор.

В 1975–1976 гг. в составе Толбачинской экспедиции принимала активное участие в изучении Большого трещинного Толбачинского извержения.

В 1980 г. произошло извержение вулкана Сент-Хеленс (Каскадные горы, США), до деталей повторившее извержение 1956 г. вулкана Безымянный. Работы Г.Е. Богоявленской по исследованию извержения вулкана Безымянный получили большую актуальность. Появилась необходимость сравнительного изучения характера катастрофических извержений и связанных с ними отложений вулканов Безымянный и Сент-Хеленс.

Г.Е. Богоявленская принимала участие в исследованиях вулканизма в Италии, Франции, США. Как итог, были представлены доклады на Международных симпозиумах в Японии, Исландии. В сфере ее интересов появилось новое направление работ – петрогеохимические исследования расплавных микровключений в минералах андезитов камчатских вулканов (Безымянный, Шивелуч, Карымский). Проведенные совместно с ведущими лабораториями ГЕОХИ РАН работы показали, что это направление позволяет выявить новые подходы к проблеме генезиса андезитовых магм – одной из главных проблем петрологии. С 2004 по 2013 гг. Г.Е. Богоявленская работала в Лаборатории "Научный музей вулканологии", где активно популяризировала науку под названием "ВУЛКАНОЛОГИЯ", которой посвятила всю свою жизнь.

Г.Е. Богоявленская является автором и соавтором более 100 научных статей в российских и зарубежных изданиях. Она неоднократно выступала на Всероссийских и Международных конференциях, в том числе в Японии, Новой Зеландии, Исландии, Турции, США, Франции и др. Коллеги и друзья Генриетты Евгеньевны запомнят ее как легендарную "Девушку, взорвавшую вулкан", отзывчивого и доброжелательного человека, опытного наставника. Светлая память о Г.Е. Богоявленской навсегда останется в памяти всех, кому посчастливилось с ней работать и встречаться.

редакция журнала "Вулканология и сейсмология",

сотрудники Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН