

УДК 552.11:549.01+549.6+549.7

ТЕФРА КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ЭТНА НА СИЦИЛИИ В 1669 г.: ЕЕ ПЕТРО-МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

© 2021 г. В. И. Силаев^{a, *}, Г. А. Карпов^{b, **}, Л. П. Аникин^b, V. Scribano^c, Д. Н. Ремизов^{d, ***}, В. Н. Филиппов^a, Д. В. Киселёва^{e, ****}, Б. А. Макеев^a, С. Н. Шанина^a, К. В. Тарасов^b, С. К. Симаков^f

^aИнститут геологии им. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

^bИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пуйна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^cUniversity of Catania, Department of biological, geological and environmental Sciences, Universitetskaya pl., 2, Catania, 57.95129 Italy

^dВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. Карпинского “Роснедра”, Средний просп., 74, ВО, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^eИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 20016 Россия

^fИнновационный центр “Сколково” ООО “АДАМАНТ”, Тихорецкий просп., 10/1-61, Санкт-Петербург, 194064 Россия

*e-mail: silaev@geo.komisc.ru

**e-mail: karpovga@ksnet.ru

***e-mail: dnr1957@yandex.ru

****e-mail: podarenka@mail.ru

Поступила в редакцию 15.07.2020 г.

После доработки 10.08.2020 г.

Принята к публикации 11.12.2020 г.

Впервые проведены комплексные петролого-минералого-геохимические исследования прикратерной тефры катастрофического извержения в 1669 г. стратовулкана Этна на Сицилии. Исследованы гранулометрический, химический и минерально-фазовый состав тефры. Определено содержание в ней микроэлементов, состав капсулированных литогенных газов. Согласно полученным данным, Этна относится к внутриплитным вулканам с глубинным магматическим очагом. Особое значение имеет выявление в продуктах извержения Этны вулканогенных органоидов, близких по фазовому, элементному и изотопному составу органоидам в алмазосодержащих продуктах извержений некоторых камчатских вулканов. Это подтверждает ранее сделанный нами вывод о глобальном развитии углеродного абиогенеза в условиях наземного вулканизма.

Ключевые слова: Этна, тефра, внутриплитные вулканы, микроэлементы, литогенные газы, органоиды, углеродный абиогенез в условиях вулканизма

DOI: 10.31857/S020303062102005X

ВВЕДЕНИЕ

Стратовулкан Этна является одним из активнейших вулканов Мира. Он располагается в восточной части о. Сицилия (южная Италия), в центре Средиземного моря (рис. 1). В настоящее время вулканическая постройка занимает здесь площадь около 1260 км², а ее вершина достигает абсолютной отметки в 3340 м. Этна имеет длительную историю геологического развития, проявляя почти непрерывную активность, по крайней мере, со среднего плейстоцена [Святловский, Китайгородский, 1988]. Например, в XX в. только наиболее сильные извержения происходили в 1911, 1928, 1949, 1950–1951, 1964, 1968, 1971, 1983,

1989, 1990, 1991–1993 гг. Но вулканологов всегда поражала не только высокая активность Этны, но и скорость, с которой меняется облик вулканической постройки [Тазиев, 1987; Encyclopedia ..., 1999].

Современный вулкан залегает на мощном, сложно тектонизированном вулканогенно-осадочном фундаменте миоцен-раннеплейстоценового возраста, который в западном секторе постройки выступает над уровнем моря на 1300 м. Восточно-северо-восточная сторона вулкана, спускающаяся к береговой линии, образует вулкано-тектоническую впадину Валье-дель-Бове размером 8 × 4 км. Хотя дно впадины полностью

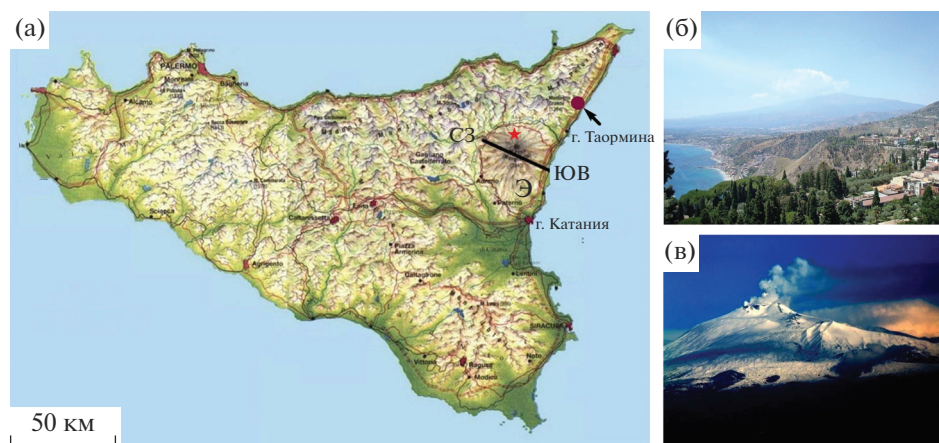


Рис. 1. Остров Сицилия (а): Э – вулкан Этна, СЗ–ЮВ – профиль для реконструкции геологической истории вулкана, вид на Этну из исторического поселения – г. Таормина (б) и картина начала одного из современных извержений Этны (в). Красной звездочкой показано место отбора материала для исследований.

перекрыто относительно недавними потоками лавы, на его внутренних склонах сохранились несколько реликтов более древних извержений.

Этна – вулкан грубослоистый, конической формы, с открытым каналом и беспорядочными извержениями, происходящими в настоящее время через четыре вершинных кратера. Активность Этны выражается, во-первых, дегазацией с незначительными выбросами пепла продолжительностью от нескольких месяцев до нескольких лет, во-вторых, ритмичными извержениями лавовых брызг и пирокластических бомб (стромболианский тип извержений), а в-третьих, отдельными мощными фонтанами и потоками лав (гавайский тип) или сильными взрывами с большими выбросами лавы и пеплов (плинианский тип извержений). Кроме того, здесь случаются кратковременные потоки лавы из одного или нескольких центральных кратеров в сочетании с лавовыми фонтанами. Боковые трещинные извержения также довольно часты. Все склоны горы Этна на разных высотах усеяны шлаковыми конусами и покрыты потоками лав, образовавшихся в доисторические и исторические времена.

По геологическим данным [Branca et al., 2011a, b; De Beni et al., 2011], современная Этна представляет собой композицию из нескольких последовательно возникавших в ходе длительной истории вулканических построек [Romano, 1982]. Начало зарегистрированной магматической активности в районе Этны произошло около 500 тыс. лет назад (первая половина среднего плейстоцена), выразившись субвулканическими внедрениями в миоцен-раннеплейстоценовую вулканогенно-осадочную толщу (рис. 2, профиль 1) как на суше, так и в широком заливе, который занимал тогда часть территории современной Этны. Соответствующая магма имела толеитовый состав и геохимическое

средство как с нормальными (N-MORB), так и обогащенными (E-MORB) базальтами COX (рис. 3). Вскоре после этого появилась субаэральная вулканическая постройка щитового типа, частичное разрушение которой произошло в период временного прекращения вулканической активности. Продукты следующей мощной вулканической активизации, начавшейся примерно 170 тыс. лет назад (конец среднего плейстоцена) и продолжающейся до настоящего времени, имеют преимущественно трахибазальтовый состав (см. рис. 2, профили 2–5) с геохимическими и изотопно-геохимическими признаками базальтоидов океанических островов – OIB.

Петрологические и геохимические особенности вулканитов, а также характер извержений Этны указывают на тектоническую обстановку растяжения. Этот факт может поддержать гипотезу о том, что Этна представляет собой продолжение в пространстве и времени мезо-кайнозойской базальтово-магматической деятельности прилегающего района Хибле (юго-восток Сицилии). Там вулканическая активность развивалась в связи с дизъюнктивной тектоникой, часто вдоль подводных линейных трещин, реже в виде центральных вулканов типа океанических островов. Напротив, историю извержений Этны вряд ли можно привязать к геодинамическим моделям, трактующим вулканизм на границе конвергирующих плит, в частности африканской и евразийской.

Геодинамическая природа вулкана Этна, а следовательно, и всего Центрального Средиземноморья, все еще остается спорным вопросом. Так, на основании анализа сейсмических данных было выдвинуто предположение [Finetti, 1982] о том, что литосфера под Ионическим бассейном, на востоке Сицилии, является реликтом океана Тетис, датирующегося поздним палеозоем–ран-

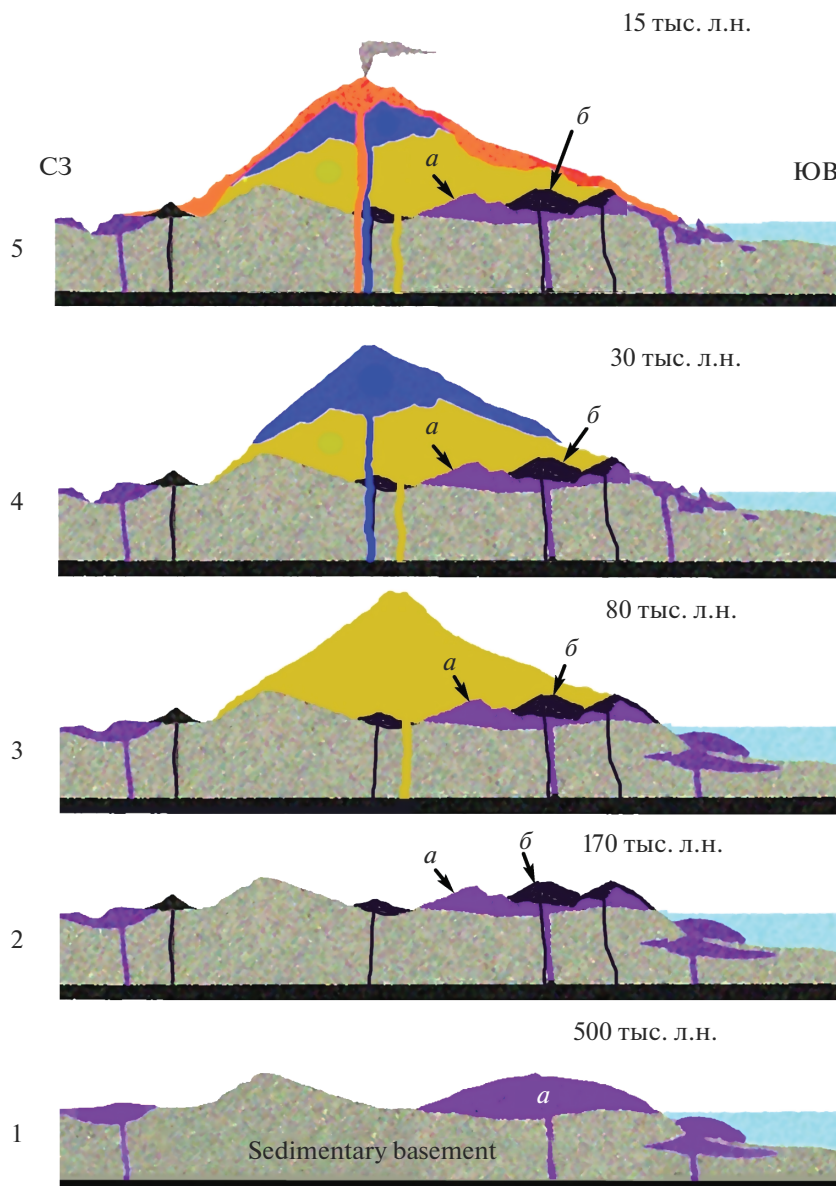


Рис. 2. Геологическая история вулкана Этна, охарактеризованная хронологическим разложением геологического разреза по линии СЗ–ЮВ (см. рис. 1).

Этапы: 1 – извержение ранних толеитовых базальтов (*a*); 2 – появление первых щелочных базальтов (*б*); 3–5 – последовательное формирование вулканических построек, соответственно Трифольетто, раннего и позднего Монгибелло. Приведено по Р. Романо [Romano, 1982] с упрощениями.

ним мезозоем. Изучавший распределение глубоководной пермской фауны в различных средиземноморских районах Г.Б. Вай [Vai, 1994, 2003] тоже сделал вывод о том, что фундамент под Сицилией является реликтом ионической ветви океана Тетис, известной также как морская цепь Оман–Ирак–Левант–Сицилия–Техас. Тем не менее, некоторыми авторами идея ионосицилийской океанической непрерывности литосферы подвергается серьезному сомнению, поскольку они считают восточную часть Сицилии фрагментом пассивной континентальной окраины, а Си-

цилию и Этну относят к элементам африканской континентальной плиты [BenAvraham et al., 1990]. Результаты геофизических исследований в этом регионе не дают оснований для окончательной геодинамической диагностики, поскольку они вписываются как в гипотезу существования здесь тонкой континентальной коры [Chironi et al., 2000], так и в гипотезу сильно серпентинизированной океанической литосферы [Giampiccolo et al., 2017].

Результаты тридцатилетнего петрологического изучения глубинных ксенолитов из диатрем

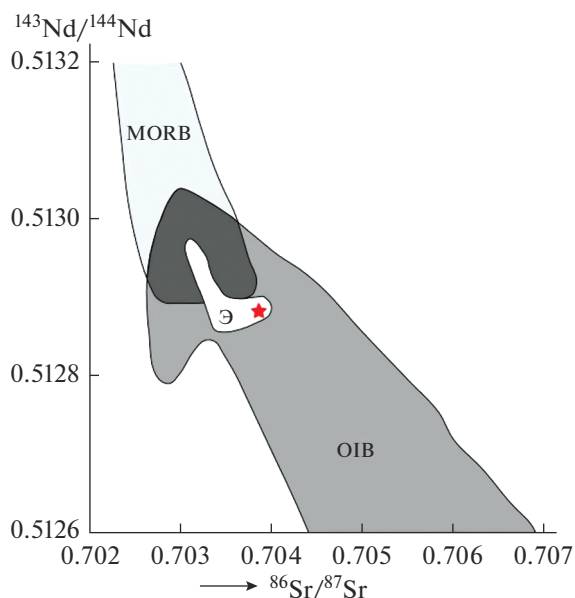


Рис. 3. Изотопная диагностика первичного субстрата продуктов извержения 1669 г. вулкана Этна (поле “Э”, где звездочкой показана точка изотопного состава исследованного образца). Экспертные поля: MORB – базальты COX, OIB – базальты океанических островов [Tonarini et al., 1996].

района Хибле [Scribano et al., 2006a, b; Manuella et al., 2015] дали убедительные доказательства того, что погруженный фундамент на юго-востоке Сицилии имеет палеоокеаническое происхождение и исторически связан с палеоокеаном Тетис. Поэтому ионийский край упомянутого района следует считать частью этого палеоокеана, а весь восточный край Сицилии и его подводное продолжение на юг вдоль пелагического шельфа – реликтом Тетиса [Scribano et al., 2006a] или частью зоны океанического разлома. На этих основаниях Этну можно отнести к вулканам типа OIB, базирующимся на палеоокеанической коре (см. рис. 3). Обнаружение серпентинитов на глубине под вулканом Этна может стать ключевым фактом, свидетельствующим об участии в извержениях Этны глубинных магм, обогащенных магнием [Correale et al., 2019].

За весь исторический период от 1226 лет до н. э. до настоящего времени было зарегистрировано около 30 извержений Этны с перерывами, широко варьирующимися по длительности. В интервале до 1669 г. перерывы колебались в пределах 1047–78 лет, в интервале между 1669 и 1971 гг. они составляли 197–6 лет, а в интервале между 1971 г. и настоящим временем длительность перерывов сократились до 9–1 года. Из этого следует, что частота извержений Этны в исторический период имеет очевидную тенденцию к многократному возрастанию, т.е. в последние 50 лет частота из-

вержений Этны резко увеличилась. При этом французские и итальянские вулканологи считают, что характер извержений Этны в последнее время изменяется от преимущественно эффузивного к существенно эксплозивному.

Примерно такой же вывод следует и из анализа частоты катастрофических извержений Этны, которых в рассматриваемый исторический период случилось четыре, а именно в 122, 1169, 1669 и 1928 гг. В результате этих извержений были уничтожены десятки населенных пунктов, погибло от 50 до 150 тыс. человек. Из приведенных выше дат видно, что перерыв между первым и вторым катастрофическим извержением составил 1047 лет, между вторым и третьим он уменьшился до 500 лет, между третьим и четвертым не достиг и 260 лет. То есть в случае катастрофических извержений также наблюдается явная акселерация их частоты. Простейшая экстраполяция показывает, что следующего катастрофического извержения Этны можно ожидать около 2040 г.

Из уже случившихся наиболее катастрофичным по своим результатам представляется именно извержение 1669 г. [Corsaro et al., 1996]. По выражению известного вулканолога Г. Тазиева это был “чудовищный катаклизм, когда казалось, что поднялись сами циклопы, сидящие в недрах горы” [Тазиев, 1987]. Извержение началось выбросом пепла из бокки (отверстия) на высоте 2200 м, затем эксплозивный этап сменился эффузивным. Скорость излияния базальтовой лавы из жерла достигала 5.7 м³/с, суммарный ее объем оценивается в 231 × 10⁶ м³ [Enciclopedia ..., 1999], продолжительность извержения составила 471 день. Число погибших оценивают в 15–100 тыс. человек¹. В силу большой энергии этого извержения на поверхность, кроме лав, была выброшена огромная масса пирокластического материала, хорошо сохранившегося на лавовых потоках до сих пор. Исследование этого материала в условиях его значительной недоизученности в сравнении с лавовыми продуктами представляет собой весьма актуальную задачу. Особенно в связи с высказанным выше прогнозом приближающегося очередного катастрофического извержения.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследований послужила большеобъемная проба пеплоосадка (тефры) бурого цвета, отобранная итальянским вулканологом Витторио Скрибано в 2018 г. у южного подножия шлакового конуса, образовавшегося в ходе катастрофического извержения Этны в 1669 г. (рис. 4). Извержение началось 11 марта 1669 г. из трещины, расположенной на высоте около 800 м над

¹ Для сравнения: при извержении вулкана Везувий в 79 г. н. э. погибло около 2 тыс. человек.

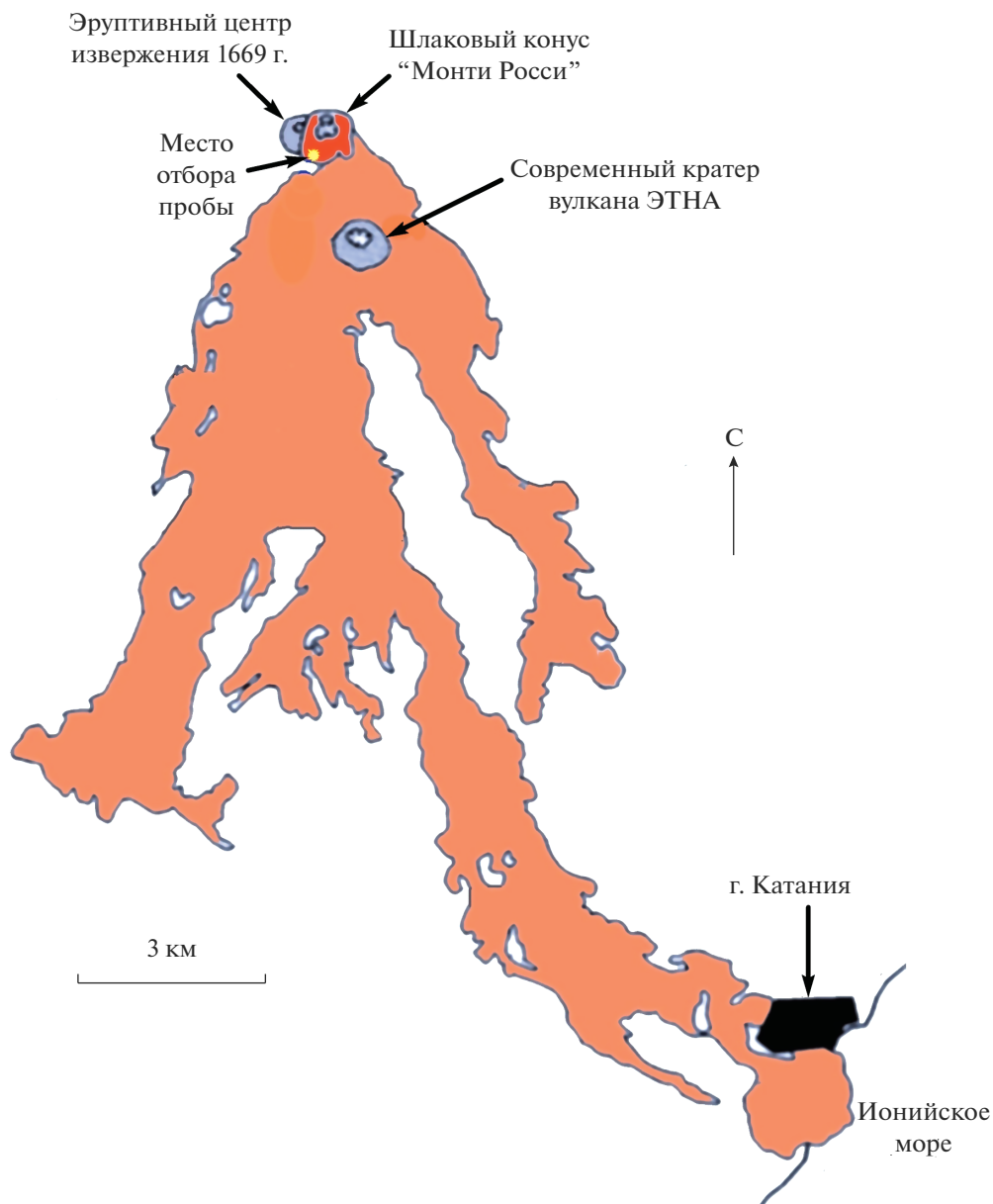


Рис. 4. Карта шлакового конуса с точкой отбора материала для исследований и потоков лавы (бурое), образовавшихся в ходе извержения 1669 г.

уровнем моря на южном склоне Этны. В начале извержения образовался большой шлаковый конус, названный впоследствии Монти Росси. Потом пошла лава, обтекая выступы рельефа, стекая вниз по южному склону и разрушая все на своем пути. В конце марта лавовый поток фронтом в 2 км достиг городских стен Катании и к 23 апреля слился в море. В последующие два месяца лава продолжала течь под землей через систему лавовых труб, поэтому никто не знает точной даты окончания этого извержения.

В ходе исследований тефры применялись следующие методы: гранулометрия, рентгеновская дифрактометрия (Shimadzu XRD-6000); рамановская спектроскопия (LabRam HR800 Horiba, He-Ne лазер 632.8 нм); аналитическая сканирующая электронная микроскопия (JSM-6400 с ЭД и волновым спектрометрами); масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (Perkin Elmer ELAN 9000); рентгенофлуоресцентный анализ (Shimadzu XRF-1800, аналитик С.Т. Неверов); изотопная масс-спектрометрия (Delta V+ (Finnigan) с элементным анализатором Flash EA-HT

Таблица 1. Валовый химический состав исследуемой тефры, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Среднее ± СКО
SiO ₂	44.96	45.41	44.86	44.67	43.90	44.52	45.14	45.18	44.57	43.79	44.37	44.67 ± 0.51
TiO ₂	1.42	1.43	1.43	1.27	1.06	1.17	1.54	1.43	1.41	1.16	1.11	1.31 ± 0.16
ZrO ₂	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06 ± 0.01
Al ₂ O ₃	19.58	18.08	18.48	19.45	18.60	18.09	18.79	19.35	19.39	19.25	19.10	18.92 ± 0.54
Cr ₂ O ₃	0.02	Н.о.	0.04	0.03	0.03	Н.о.	Н.о.	0.03	Н.о.	0.03	0.03	0.02 ± 0.01
Fe ₂ O ₃	10.76	11.49	10.78	10.72	10.72	10.29	10.80	10.88	10.85	10.85	10.72	10.81 ± 0.28
CuO	0.03	Н.о.	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02 ± 0.01
ZnO	0.02	»	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02 ± 0.01
MnO	0.22	0.27	0.23	0.21	0.22	0.20	0.23	0.21	0.21	0.21	0.20	0.22 ± 0.02
MgO	4.38	3.95	4.53	6.06	8.55	7.33	4.43	4.54	5.23	7.65	7.64	5.84 ± 1.66
CaO	11.60	12.56	12.77	11.29	11.48	12.78	12.12	11.44	11.58	11.35	11.26	11.84 ± 0.6
SrO	0.13	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.11	0.12	0.12 ± 0.01
Na ₂ O	3.36	3.06	3.19	3.09	2.82	2.91	3.19	3.36	3.32	2.90	2.81	3.09 ± 0.21
K ₂ O	2.63	2.72	2.60	2.24	1.81	1.90	2.64	2.53	2.43	1.97	1.95	2.31 ± 0.35
Nb ₂ O ₅	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.001 ± 0.004
P ₂ O ₅	0.64	0.70	0.63	0.56	0.46	0.47	0.66	0.61	0.58	0.48	0.47	0.57 ± 0.09
SO ₃	0.19	0.16	0.09	0.05	0.05	0.04	0.09	0.06	0.06	0.04	0.03	0.08 ± 0.05
Cl	Н.о.	Н.о.	0.14	0.13	0.11	0.11	0.14	0.14	0.14	0.12	0.11	0.11 ± 0.04

Примечание. Данные рентгенофлуоресцентного анализа, приведены к 100%. СКО – среднее квадратичное отклонение.

1112 и газовым коммутатором Confo IV; аналитик И.В. Смолева); газовая хроматография (“Цвет-800” с пиролитической приставкой). Микроэлементный анализ ИСП-МС проводился в ЦКП УрО РАН “Геоаналитик”. Остальные определения осуществлены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

ГРАНУЛОМЕТРИЯ ТЕФРЫ И МОРФОЛОГИЯ ЧАСТИЦ

Гранулометрический анализ исследуемой тефры осуществлялся методом последовательного расситования с последующим взвешиванием фракций. Полученные результаты по двум частям пробы (А и Б) оказались сходными, демонстрируя близкое к одномерному нормальному (гауссовскому) распределению частиц в диапазоне от 0.25 до 3 мм, т.е. в пределах от мелкозернистых псаммитов до гравия (рис. 5). Мода этого распределения приходится на фракции крупно- и грубозернистых псаммитов, общая доля которых в тефре составляет 73–75%. Такой характер распределения и явное преобладание грубозернистых фракций убедительно свидетельствуют о прикратерной локализации исследуемого пеплового материала.

Частицы тефры имеют субизометричный облик с незначительным колебанием коэффициента вытянутости в пределах 1.18 ± 0.08 . Подавляющая их часть характеризуется угловатостью и уплощенностью поверхностей (рис. ба–е), изредка встречаются близкие по размеру частицы, но со сглаженно-округлыми поверхностями (см. рис. бж, з).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

Эффузивные производные (лавы) извержения 1669 г. по данным итальянских вулканологов колеблются по химическому составу в последовательности от базальтов и трахибазальтов к трахиандезибазальтам и далее к трахидацитам и трахитам (рис. 7). При этом наибольшей встречаемостью в лавах отмечаются трахибазальты и трахиандезибазальты. Исследуемая тефра характеризуется явно более основным составом, чем лавы, варьируясь по валовому составу от щелочных пикробазальтов до щелочных базальтов, лишь спорадически достигая трахибазальтов (см. рис. 7, табл. 1). В среднем – это щелочные базальты.

Вулканическое стекло в тефре (см. рис. 7, табл. 2) по составу изменяется от щелочных пикробазальтов до базальтов, трахи- и щелочных базальтов и

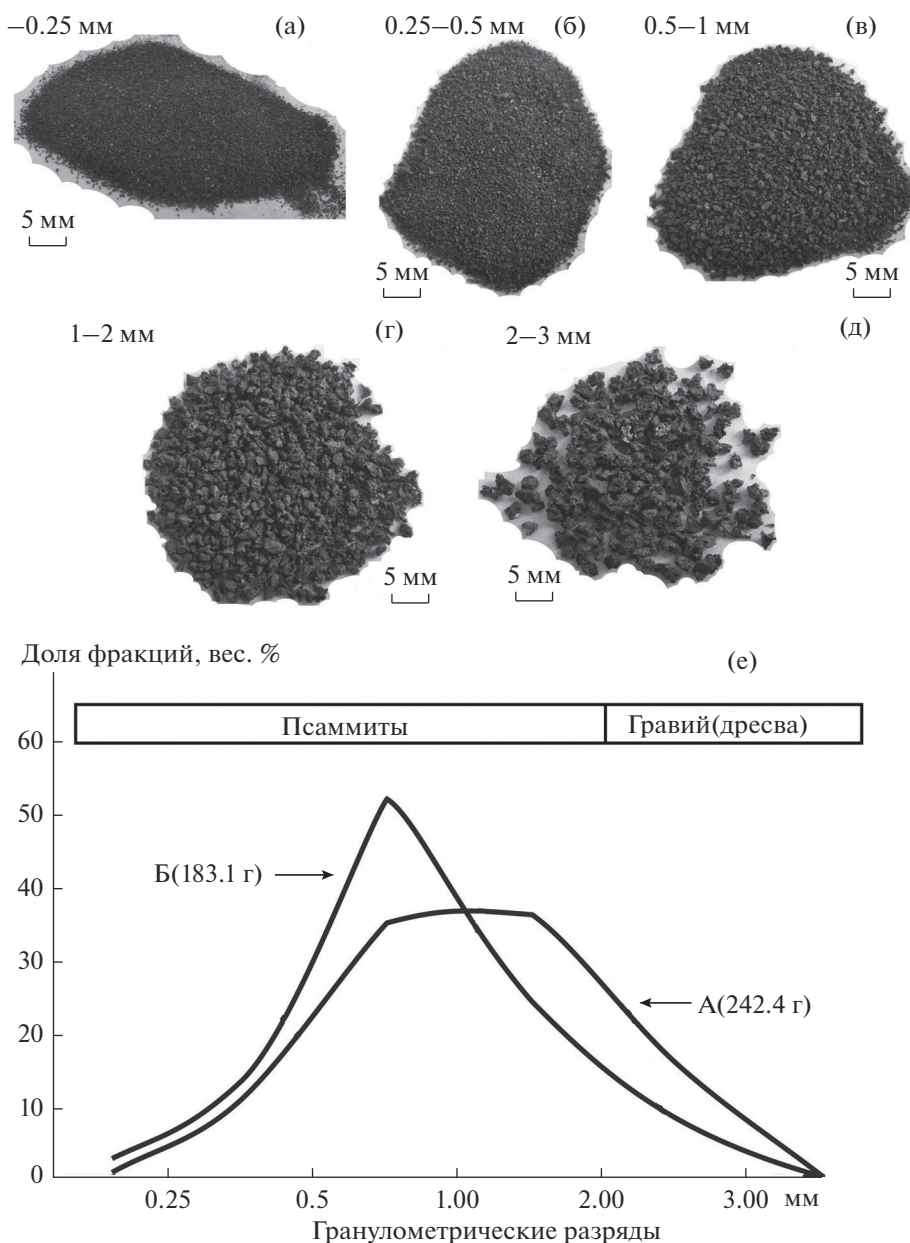


Рис. 5. Гранулометрический состав исследуемой тефры.

а–д – гранулометрические фракции; е – распределение частиц тефры по гранулометрическим фракциям; А и Б – проанализированные пробы.

далее до андезибазальтов и трахиандезибазальтов, соответствуя в среднем трахибазальтам.

В составе тефры выявлены 50 микроэлементов, включая 14 лантаноидов (табл. 3). Содержания микроэлементов колеблются в очень узких пределах, на что указывают значения соответствующих коэффициентов вариации, колеблющиеся за редким исключением в диапазоне 9–50%. Суммарное содержание микроэлементов изменяется от 1730 до 2350 (1985.28 ± 207.71) г/т, сумма лантаноидов составляет 189–261 (223.24 ± 31.76) г/т. На диаграммах Th–Hf–Ta [Wood,

1980], Ta/Nb–Th/Yb [Boynnton, 1984] и Zr–Zr/Y точки состава исследуемой тефры располагаются в полях пород, образовавшихся в условиях внутриплитной геодинамической обстановки. На диаграмме Th/Yb–Nb/Yb [Humbert et al., 2019] те же точки группируются между значениями примитивной мантии и обогащенными базальтами СОХ.

Тренды содержаний индикаторных микроэлементов, нормированных на континентальную кору (рис. 8а), соответствуют трендам микроэлементов во внутриплитных базальтоидах. Важным

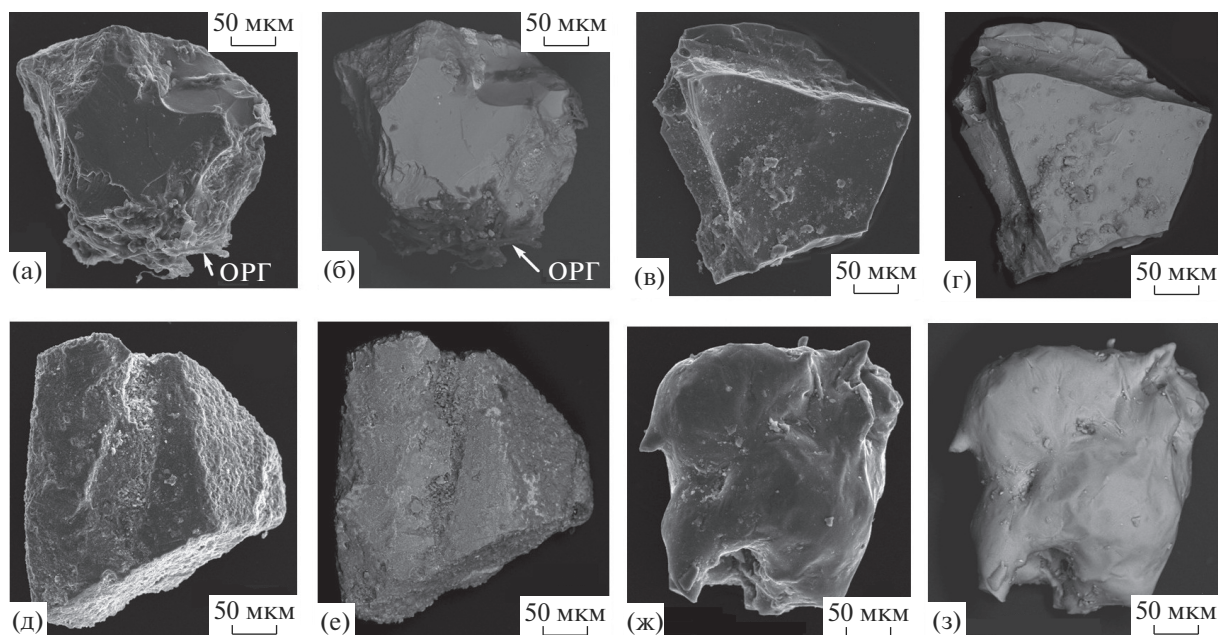


Рис. 6. Морфология типичных частиц исследованной тефры.

а, б – показаны примазки частиц органоидов (ОРГ); СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж) и упруго-отраженных (б, г, е, з) электронов.

здесь представляется факт относительного обогащения исследуемой тефры ниобием, стронцием, титаном и особенно иттербием. Как показали наши исследования, положительная аномалия иттербия вообще является непосредственным индикатором глубинности источника вещества в земных горных породах [Силаев и др., 2016].

Тренд хондритнормированных концентраций лантаноидов комплементарен соответствующему тренду для обогащенных лантаноидами цериевой подгруппы E-MORB (см. рис. 8б). Генеральная диаграмма нормированных на N-MORB концентраций (см. рис. 8в) указывает на плюмовую внутриплитную природу магматизма.

Сравнительный анализ приводит к выводу о том, тephра рассматриваемого извержения Этны представляет собой в рамках примеров внутриплитного вулканизма продукт плавления наиболее глубокой мантии. Отрицательные аномалии Ti, Ni, Sr обусловлены, скорее всего, накоплением воды в промежуточном очаге в ходе магматической дифференциации с отсадкой магнетита, оливина, пироксена и основного плагиоклаза. Примечательно, что на графиках (см. рис. 8в) нет даже намека на отрицательную Ta–Nb аномалию, что свидетельствует не только об отсутствии субдукционной компоненты в области магмогенерации, но и об отсутствии мощной континентальной коры на пути подъема расплава. В целом полученные нами по исследуемой тефре графики могут быть эталоном именно для продуктов глубокого внутриплитного магматизма.

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ ТЕФРЫ

На рентгеновских дифрактограммах исследуемой тефры в области углов 2θ 22° – 38° регистрируется аморфное гало (FWHM = 16°) с максимумом дифракционного отражения при 29° , что отвечает вулканическому стеклу. На фоне этого гало выделяется серия узких пиков, соответствующих микролитам породообразующих минералов, о пропорциях между которыми можно судить по числу и интенсивностям соответствующих отражений (в последовательности снижения относительных содержаний).

Плагиоклазы основного состава диагностированы по 34 отражениям (\AA , в скобках соответствующие индексы Миллера): 4.04 (201)–3.90 ($1\bar{1}1$)–3.76 ($\bar{1}30$)–3.63 (130)–3.48 ($\bar{1}\bar{1}2$)–3.21 ($\bar{2}20$)–3.18 (002)–3.13 (220)–3.02 ($\bar{1}\bar{3}1$)–2.94 ($0\bar{4}1$)–2.90 ($\bar{2}\bar{2}\bar{2}$)–2.83 (131)–2.65 ($\bar{1}\bar{3}2$)–2.52 ($\bar{2}\bar{2}1$)–2.46 ($\bar{2}40$)–2.27 ($\bar{3}\bar{3}1$)–2.13 ($\bar{2}\bar{4}1$)–2.10 (151)–1.985 (061)–1.95 ($\bar{2}\bar{2}\bar{2}$)–1.929 ($4\bar{2}\bar{2}$)–1.881 ($\bar{2}\bar{6}0$)–1.849 ($\bar{4}03$)–1.835 (062)–1.816 (260)–1.798 ($\bar{1}\bar{7}0$)–1.772 ($\bar{2}04$)–1.756 ($\bar{2}\bar{4}2$)–1.747 (420)–1.730 ($\bar{2}\bar{2}4$)–1.712 ($\bar{4}41$)–1.615 (353)–1.577 ($0\bar{2}4$).

Клинопироксен (диопсид) определен по 20 отражениям: 4.67 (200)–3.24 (220)–2.99 ($2\bar{2}\bar{1}$)–2.94 (310)–2.90 ($31\bar{1}$)–2.56 ($13\bar{1}$)–2.52 (002)–2.22 (113)–2.13 ($33\bar{1}$)–2.10 ($42\bar{1}$)–2.04 (041)–2.02

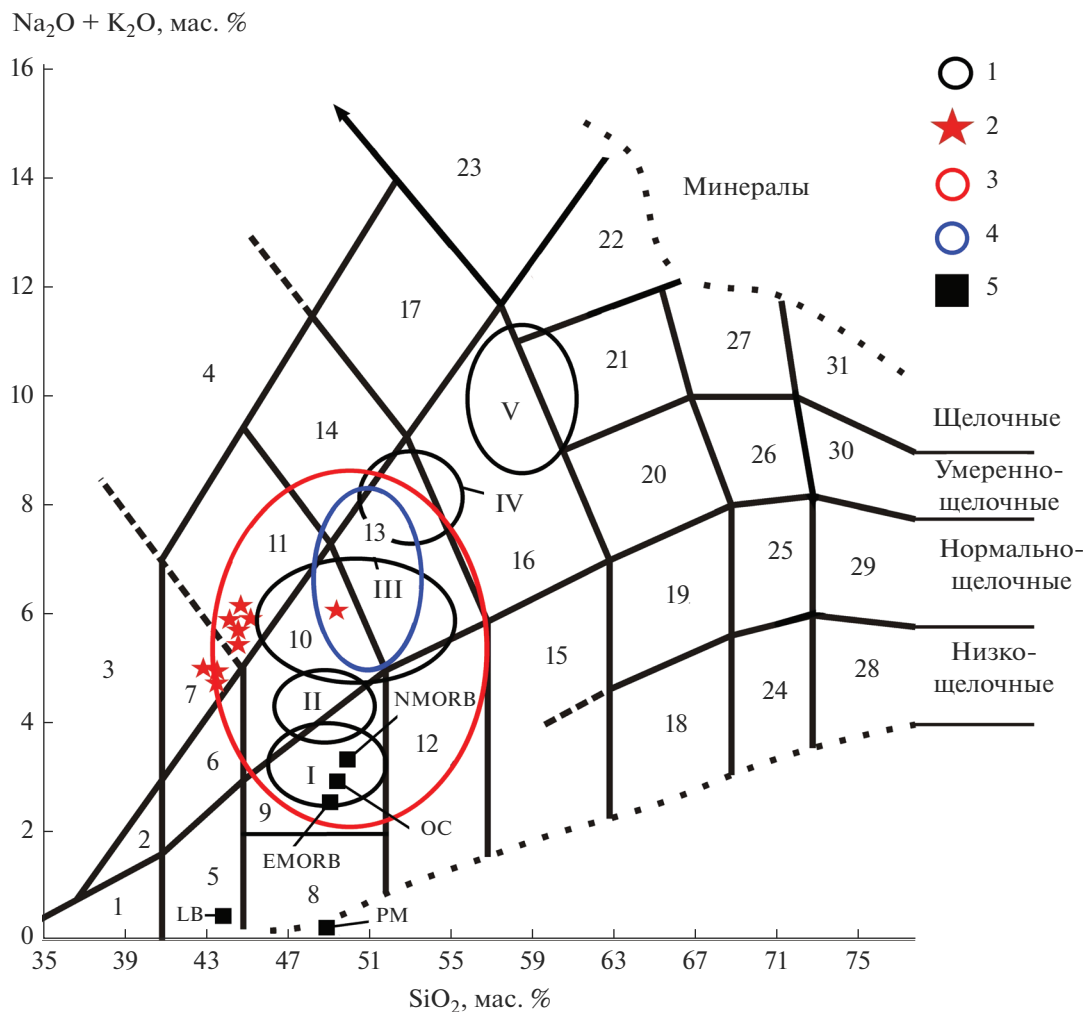


Рис. 7. Диаграмма TAS [Петрографический кодекс, 2008] химизма продуктов эффузивной (1) и эксплозивной (2–4) фаций извержения 1669 г. вулкана Этна.

Графы на диаграмме: 1 – пикриты; 2, 3 – пикриты, соответственно умеренно-щелочные, щелочные, основные; 4 – фондиты; 5–8 – пикробазальты, соответственно ультраосновные, умеренно-щелочные, щелочные, основные; 9 – базальты; 10 – трахибазальты; 11 – базальты щелочные; 12 – андезитбазальты; 13 – трахиандезитбазальты; 14 – фонотефриты; 15 – андезиты; 16 – трахидациты; 17 – тефрифонолиты; 18 – дациты низкощелочные; 19 – дациты; 20 – трахидациты; 21 – трахиты; 22 – трахиты щелочные; 23 – фонолиты; 24 – риодациты низкощелочные; 25 – трахидациты; 26 – трахириодациты; 27 – риодациты щелочные (пантеллериты); 28 – риолиты низкощелочные; 29 – риолиты; 30 – трахириолиты; 31 – риолиты щелочные (комендиты).

Поля состава лав (среднее ± СКО) извержения 1669 г. (1): I – базальты, II – щелочные базальты, III – трахибазальты-трахиандезитбазальты, IV – трахиандезитбазальты, V – трахиандезиты-трахиты. Исследованная тефра: 2 – точки валового состава, 3 – поле состава вулканического стекла в частицах тефры, 4 – состав включений вулканического стекла в частицах органоидов. Составы эталонных объектов (5): LB – лунные базальты, PM – примитивная мантия, NMORB и E-MORB – соответственно нормальные и обогащенные базальты COX, OC – океаническая кора [Барсуков и др., 1979; Тарасов и др., 1980; Тейлор, Леннан, 1988; Войткевич и др., 1990].

(40 $\bar{2}$)–1.835 (510)–1.816 (132)–1.756 (24 $\bar{2}$)–1.678 (042)–1.669 (31 $\bar{3}$)–1.625 (22 $\bar{3}$)–1.584 (530)–1.559 (600).

Кварц (9 отражений): 4.25 (100)–3.35 (101)–2.46 (110)–2.27 (102)–2.22 (111)–2.13 (200)–1.985 (201)–1.985 (201)–1.816 (112)–1.678 (202).

Оливин (5 отражений): 5.13 (020)–3.90 (021)–2.78 (130)–2.52 (112)–2.27 (233).

Рентгеноспектральным микронзондовым методом в составе исследуемой тефры подтверждено присутствие следующих минералов.

Оливин большей частью соответствует составу форстерита, иногда форстерит-гортонолита и гортонолита (табл. 4). Эмпирическая брутто-формула этого минерала может быть представлена как $(\text{Mg}_{1.29-1.72}\text{Fe}_{0.30-0.69}\text{Mn}_{0-0.02})_{1.98-2.03}[\text{SiO}_4]$ или

Таблица 2. Химический состав вулканического стекла в тефре (1–10) и в органоидах (11–17), мас. %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl
1	51.22	Н.о.	28.04	1.07	Н.о.	Н.о.	11.89	7.27	0.51	Н.о.	Н.о.
2	49.33	2.44	15.18	11.93	»	3.89	6.56	4.86	4.61	0.83	0.37
3	49.27	1.86	14.98	10.69	»	6.18	7.02	6.10	2.55	1.35	Н.о.
4	49.32	2.07	16.56	10.60	0.36	4.87	7.08	6.39	2.50	Н.о.	0.25
5	46.27	2.54	12.06	20.80	Н.о.	3.93	11.51	Н.о.	3.19	»	Н.о.
6	47.43	2.09	11.88	15.30	0.47	5.65	8.95	5.46	2.49	»	0.28
7	68.73	1.70	11.72	9.75	Н.о.	3.26	3.82	Н.о.	0.80	»	0.27
8	50.30	2.14	15.10	17.23	0.42	3.56	9.35	Н.о.	1.90	»	Н.о.
9	43.72	1.91	12.87	16.32	Н.о.	5.97	9.90	5.35	2.95	1.01	»
10	46.06	2.34	13.90	19.74	0.71	4.29	0.46	Н.о.	3.50	Н.о.	»
Среднее ± ± СКО	50.16 ± ± 6.90	1.91 ± ± 0.72	15.23 ± ± 4.79	13.34 ± ± 5.82	0.20 ± ± 0.27	4.16 ± ± 1.78	7.65 ± ± 3.51	3.54 ± ± 3.12	2.5 ± ± 1.21	0.32 ± ± 0.53	0.12 ± ± 0.15
11	49.88	2.61	16.20	13.63	Н.о.	4.15	8.83	0.48	3.28	0.94	»
12	49.72	2.21	15.79	11.87	»	4.26	7.91	4.21	2.81	1.16	»
13	51.44	1.43	21.37	6.80	»	2.70	10.24	4.76	1.09	Н.о.	0.17
14	51.53	1.43	21.41	6.81	»	2.70	10.25	4.77	1.10	»	Н.о.
15	54.17	0.76	23.96	3.64	»	Н.о.	9.59	6.27	1.61	»	»
16	55.10	Н.о.	26.49	0.98	»	»	8.67	8.11	0.65	»	»
17	49.76	2.42	14.85	12.10	»	4.58	7.68	4.87	2.70	0.84	0.20
Среднее ± ± СКО	51.66 ± ± 2.19	1.55 ± ± 0.95	20.01 ± ± 4.48	7.98 ± ± 4.74	Не опр.	2.63 ± ± 1.94	9.02 ± ± 1.04	4.78 ± ± 2.31	1.89 ± ± 1.03	0.42 ± ± 0.53	0.05 ± ± 0.09

Fe_{0.65–0.86}. Именно такой оливин свойственен для базальтов MORB и OIB.

Магнетит характеризуется умеренной титанистостью (табл. 5), его брутто-формула имеет вид: (Fe_{0.97–1}Mn_{0–0.03})(Fe_{1.55–1.88}Ti_{0.12–0.45}Cr_{0–0.05}V_{0–0.02})₂O₄. Корреляционный анализ показал, что миналы, входящие в состав исследуемого магнетита, контрастно (с коэффициентами парной корреляции ±0.35–0.99) распадаются на две группы – более плотных (магнетит + хромит) и менее плотных (ульвит + яacobсит + кулсонит). Это указывает на то, что важным фактором кристаллизации магнетита в исследуемой тефре было, вероятно, давление, т.е. отсадка магнетита начиналась на значительной глубине (относительное обогащение более плотными миналами) и продолжалась в пути расплава к поверхности (обогащение менее плотными миналами).

К числу микроминералов с размером индивидов (1.74 ± 0.68) × (1.14 ± 0.55) мкм в исследуемой тефре относятся *рутил* (Ti_{0.99–1}V_{0–0.01})O₂, *монацит* (La_{0.23–0.29}Ce_{0.45–0.52}Pr_{0.06–0.2}Nd_{0–0.2}Sm_{0–0.03}Gd_{0–0.03})[(P_{0.95–1}S_{0–0.05}O₄)], *яркоит-спинокопит* (группа халькозина) Cu_{1.28–1.3}S, *самородное железо* Fe_{0.9–0.93}Cu_{0.06–0.08}Zn_{0–0.01}Mn_{0–0.01}) и *латунь* Cu_{0.59}Zn_{0.41}. Характер локализации на поверхности частиц тефры, в частности частая приуроченность к ямкам и

микротрещинам (рис. 9), приводит к выводу об образовании этих минералов в пепло-газовом облаке на поздней стадии извержения. Следует отметить, что подобные минералы как типично взрывные выявлены и в продуктах извержения камчатских вулканов [Карпов и др., 2017; Силаев и др., 2019б].

ЛИТОГЕННЫЕ ГАЗЫ

Состав капсулированных в исследуемой тефре литогенных газов анализировался газово-хроматографическим методом (хроматограф GC-17A Shimadzu) с четырехступенчатым нагреванием в диапазоне 100–1000°C. Приемы такого анализа были нами отработаны ранее в ходе комплексных исследований бразильских карбонатов [Petrovsky et al., 2008]. В рассматриваемом случае осуществлен анализ четырех образцов, полученные результаты (табл. 6) позволяют сделать следующие выводы.

Состав пиролизатов обусловлен двумя группами газов: 1) неорганических – H₂, N₂, CO, CO₂, H₂O и 2) органических – предельных и непредельных углеводородов в диапазоне C₁–C₄. Общее содержание газов, выделившихся при нагревании, варьировалось от 2687 до 3758 мкг/г, доля углеводородных газов составляла 6–11%. В ходе нагревания выделение газов имело устойчивую

Таблица 3. Содержание микроэлементов в тефре, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	Среднее ± СКО
Li	9	8	8	8	7	6	7.67 ± 1.03
Be	1.4	1.5	1.4	1.3	1.2	1.1	1.32 ± 0.15
B	6	4	6	3.6	3.4	2.8	4.3 ± 1.37
Sc	20	19	18	19	20	24	20 ± 2.1
V	280	200	160	200	150	190	196.67 ± 45.9
Cr	28	37	50	70	60	60	50.83 ± 15.8
Mn	1600	900	900	1000	900	1000	1050 ± 273.86
Co	30	29	30	42	42	50	37.17 ± 8.73
Ni	16	18	22	40	40	50	31 ± 14.13
Cu	120	120	120	110	100	90	110 ± 12.65
Zn	70	100	100	100	90	90	91.67 ± 11.69
Ga	17	18	18	17	16	15	16.83 ± 1.17
Ge	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.85 ± 0.05
As	2	1.7	1.5	1.24	1.22	1.1	1.46 ± 0.34
Se	0.63	0.84	0.59	0.58	0.5	0.65	0.63 ± 0.11
Rb	76	36	35	31	28	25	38.5 ± 18.83
Sr	1000	900	900	900	800	800	883.33 ± 75.28
Y	27	24	23	21	20	20	22.5 ± 2.74
Zr	270	220	210	190	180	170	206.67 ± 36.15
Nb	70	60	60	55	50	46	56.83 ± 8.49
Mo	6	3.5	3.4	3.1	2.8	2.5	3.55 ± 1.26
Ag	1.9	1.2	1.2	1	0.92	0.88	1.18 ± 0.38
Cd	0.13	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14 ± 0.01
Sn	1.3	1.3	1.3	1.1	1	1	1.17 ± 0.15
Sb	0.13	0.12	0.13	0.1	0.09	0.09	0.11 ± 0.02
Te	0.21	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04 ± 0.08
Cs	0.7	0.6	0.06	0.5	0.46	0.42	0.46 ± 0.22
Ba	600	500	500	480	430	400	485 ± 69.21
La	60	60	50	50	40	40	50 ± 8.94
Ce	110	110	90	90	80	80	93.33 ± 13.66
Pr	12	12	12	11	10	9	11 ± 1.26
Nd	50	50	40	40	38	36	42.33 ± 6.12
Sm	8	8	8	7	7	7	7.5 ± 0.55
Eu	2.3	2.4	2.3	2.2	2	2	2.2 ± 0.17
Gd	7	7	7	6	6	6	6.5 ± 0.55
Tb	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.75 ± 0.05
Dy	5	5	4.5	4.2	3.9	3.9	4.42 ± 0.5
Ho	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8 ± 0.09
Er	2.4	2.3	2.2	2	1.9	1.8	2.1 ± 0.24
Tm	0.33	0.31	0.29	0.27	0.25	0.25	0.28 ± 0.03
Yb	2.1	1.9	1.8	1.7	1.56	1.5	1.76 ± 0.22
Lu	0.3	0.28	0.27	0.25	0.23	0.22	0.26 ± 0.03
Hf	5	4	4	4	4	4	4.17 ± 0.41
Ta	2.8	3.9	3.8	3.4	3	2.8	3.28 ± 0.49
W	0.9	0.6	0.7	0.5	0.5	0.4	0.6 ± 0.18
Tl	1.4	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.25 ± 0.56
Pb	7	8	12	5	6	4	7 ± 2.83
Bi	0.04	0.001	0.01	0.001	0.001	0.001	0.01 ± 0.01
Th	9	9	8	7	7	6	7.67 ± 1.21
U	2.5	2.4	2.4	2.1	2	1.8	2.2 ± 0.27

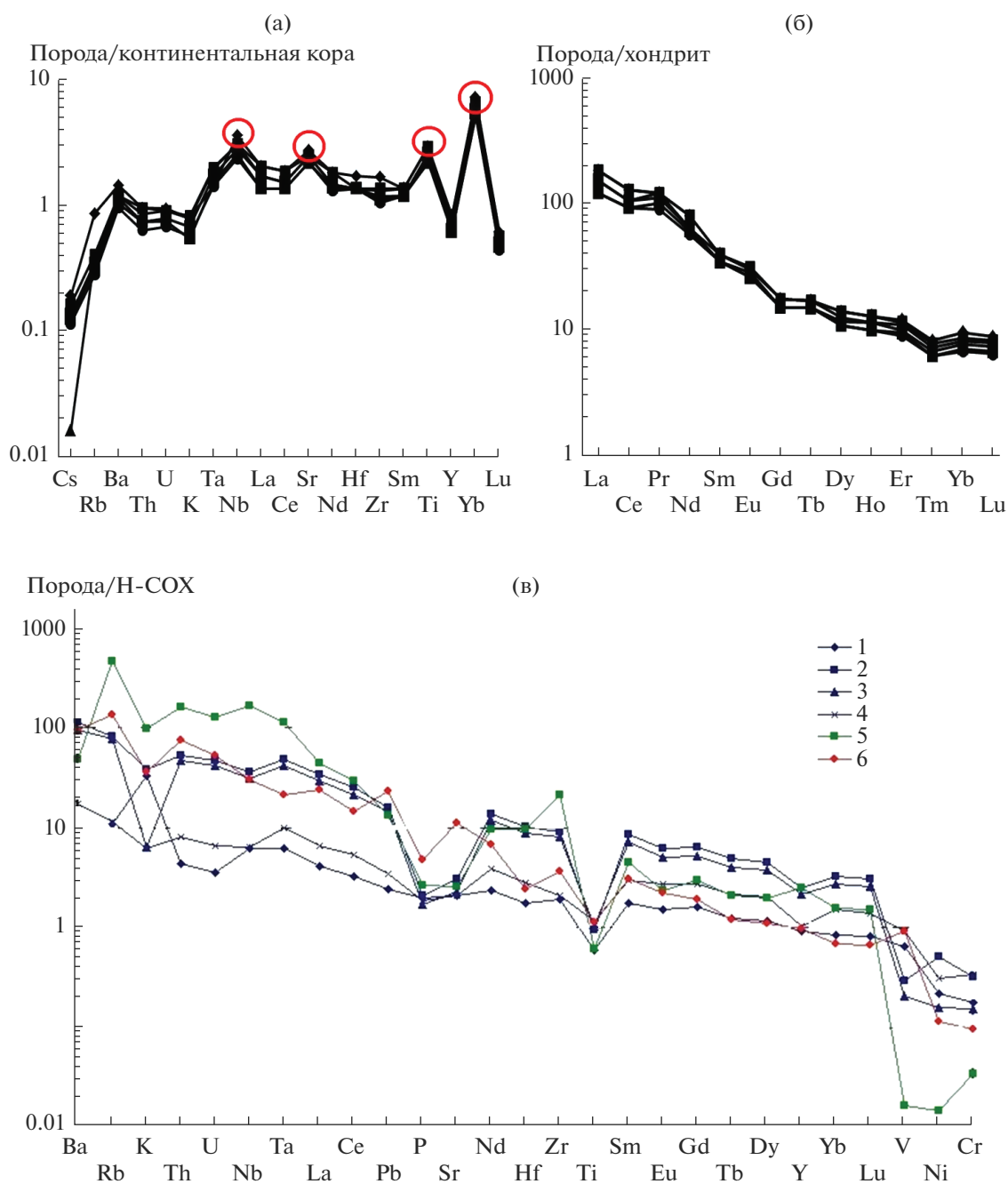


Рис. 8. Тренды содержаний наиболее индикаторных микроэлементов в составе исследуемой тефры, нормированные на континентальную кору (на (а) отмечены элементы с аномально высокими относительными концентрациями), хондрит (б) и N-MORB (в).

тенденцию к снижению в 1.8–4.3 раза, что обеспечивалось сокращением дебита H_2O и N_2 соответственно в 3–9 и 2–6 раз. Содержание остальных газов в пиролизатах возрастало, достигая максимума для H_2 , CO и CO_2 при температуре 800–1000°C, а для углеводородных газов в диапазоне температур 400–800°C. Таким образом, в ходе нагревания состав капсулированных в частицах тефры литогенных газов становился менее

($N_2 + H_2O$)-содержащим и напротив обогащался H_2 , CO , CO_2 и углеводородами. Из этого следует, что именно последняя группа газов наиболее прочно законсервирована в тефре и поэтому имеет больше шансов оказаться первичной.

Обобщение полученных данных (рис. 10) приводит к следующему заключению. С петрологических позиций состав как неорганических, так и

Таблица 4. Химический состав микролитов оливина в тефре, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	Среднее ± СКО
SiO ₂	39.37	35.75	39.24	39.20	37.83	37.49	38.15 ± 1.42
Fe ₂ O ₃	17.33	30.87	16.23	15.55	23.03	25.04	21.34 ± 6.05
MgO	43.30	30.85	43.88	44.87	38.77	36.98	39.78 ± 5.36
MnO	Н.о.	0.53	0.45	0.38	0.37	0.49	0.44 ± 0.07

Примечание. Данные приведены к 100%. Эмпирические формулы: 1 – (Mg_{1.65}Fe_{0.33})_{1.98}[SiO₄] (форстерит); 2 – (Mg_{1.29}Fe_{0.69}Mn_{0.01})_{1.99}[SiO₄] (гортонолит); 3 – (Mg_{1.68}Fe_{0.31}Mn_{0.01})_{1.99}[SiO₄] (форстерит); 4 – (Mg_{1.72}Fe_{0.30}Mn_{0.01})_{2.03}[SiO₄] (форстерит); 5 – (Mg_{1.54}Fe_{0.46}Mn_{0.01})_{2.01}[SiO₄] (форстерит); 6 – (Mg_{1.48}Fe_{0.50}Mn_{0.02})₂[SiO₄] (форстерит-гортонолит).

Таблица 5. Химический состав включений магнетита в тефре (1–5) и органоидах (6, 7), мас. %

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	Среднее ± СКО
Fe ₂ O ₃	84.81	96.08	91.65	90.79	90.96	84.97	88.49	89.58 ± 3.98
Cr ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	1.27	1.28	1.71	Н.о.	Н.о.	0.61 ± 0.77
TiO ₂	13.59	3.92	7.08	7.23	7.33	15.03	11.51	9.38 ± 4.04
MnO	0.83	Н.о.	Н.о.	0.70	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.22 ± 0.37
V ₂ O ₅	0.77	»	»	»	»	»	»	0.11 ± 0.29
Миналы, мол. %	1	2	3	4	5	6	7	Среднее ± СКО
Магнетит FeFe ₂ O ₄	55	88	77	76	75.5	55	65	70.21 ± 12.34
Ульвит Fe ₂ TiO ₄	41	12	21	22	22	45	35	28.28 ± 12.13
Хромит FeCr ₂ O ₄	Н.о.	Н.о.	2	2	2.5	Н.о.	Н.о.	0.93 ± 1.17
Якобсит MnFe ₂ O ₄	3	»	Н.о.	Н.о.	Н.о.	»	»	0.43 ± 1.13
Кулсонит FeV ₂ O ₄	1	»	»	»	»	»	»	0.14 ± 0.38

Примечание. Данные приведены к 100%. Эмпирические формулы: 1 – (Fe_{0.97}Mn_{0.03})(Fe_{1.57}Ti_{0.41}V_{0.02})₂O₄; 2 – Fe(Fe_{1.88}Ti_{0.12})₂O₄; 3 – Fe(Fe_{1.75}Ti_{0.21}Cr_{0.04})₂O₄; 4 – (Fe_{0.98}Mn_{0.02})(Fe_{1.74}Ti_{0.22}Cr_{0.04})₂O₄; 5 – Fe(Fe_{1.73}Ti_{0.22}Cr_{0.05})₂O₄; 6 – Fe(Fe_{1.55}Ti_{0.45})₂O₄; 7 – Fe(Fe_{1.65}Ti_{0.35})₂O₄.

органических литогенных газов, выявленных в исследуемой тефре с Этны, явно коррелируется с составом газов в продуктах корово-мантийных взаимодействий. При этом выявляющийся температурный тренд состава пиролизатов только усиливает картину такого сродства, указывая в части неорганических газов на рост в более высокотемпературных пиролизатах доли СО и СО₂ относительно воды. В части органических газов выявляется, во-первых, преобладание более сложных углеводородов, что свойственно именно глубинным обстановкам, а во-вторых, в ходе ступенчатого нагревания обнаруживается тенденция к существенному усложнению состава этих газов вследствие их смешения.

В целом проведенное исследование состава литогенных газов вполне подтверждает глубинность магматического очага, послужившего источником исследуемой тефры и, разумеется, соответствует выводу о внутриплитной геодинамической природе вулкана Этна.

АБИОГЕННЫЕ ОРГАНОИДЫ

В исследуемой тефре выявлены частицы органоидов черного цвета, оптически непрозрачных, встречающихся как в виде примазок к частицам тефры (см. рис. ба, б), так и в свободном состоянии. По морфологии и внутреннему строению эти частицы подразделяются на два типа – фибриллярные с микрочастками сетчатого строения и глобулярно-чечевицеобразные.

Органоиды первого типа (рис. 11) по частоте встречаемости резко преобладают. Их размеры колеблются в пределах (456 ± 252) × (231 ± 136) мкм (V = 55–60%). Коэффициент удлинения составляет 2.47 ± 1.16 (V = 47%). Фибриллы в частицах имеют толщину 6.7 ± 7.8 мкм (V = 116%). Отсюда число фибрилл в частицах в среднем лежит в пределах 30–40 штук.

Органоиды второго типа (рис. 12) чаще всего наблюдаются в виде примазок к фибриллярным частицам (см. рис. 11а, б). По форме они округ-

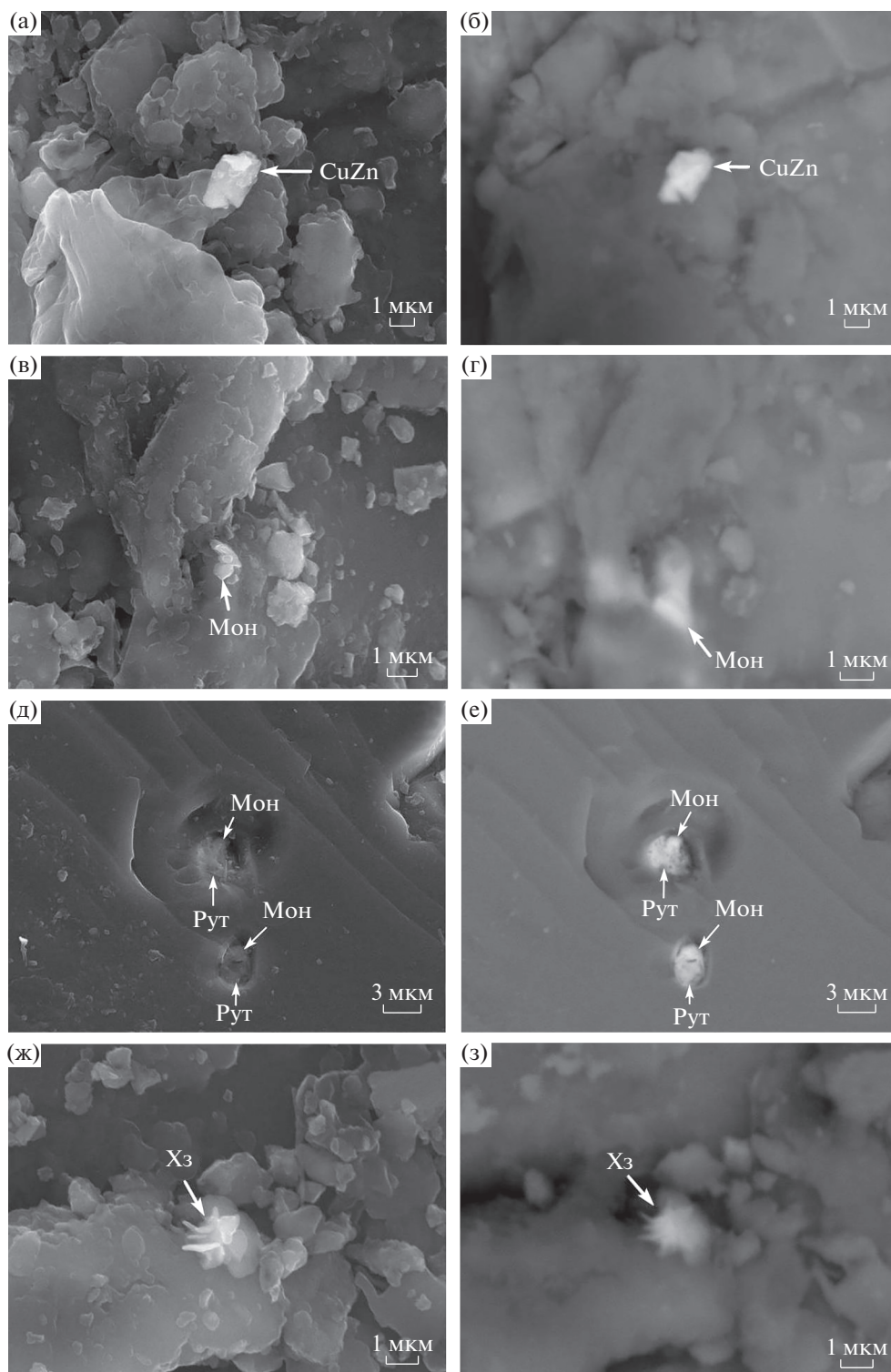


Рис. 9. Акцессорные минералы в исследуемой тефре.

CuZn – латунь, Мон – монацит, Рут – рутил, Хз – яроуит-спинокопит. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж) и упруго-отраженных (б, г, е, з) электронов.

лые с характерной вогнутостью по центру, с размером $(47 \pm 5.3) \times (31.5 \pm 7.4) \times (9.3 \pm 2.1)$ мкм ($V = 11\text{--}23\%$). Коэффициент удлинения составляет 1.57 ± 0.28 мкм ($V = 23\%$).

Оба типа частиц органоидов насыщены микровключениями вулканического стекла, сходного по составу со стеклом в частицах тефры. Размер включений в частицах фибриллярных органоидов

Таблица 6. Химический состав пиролизатов, полученных в результате ступенчатого нагревания образцов тефры

№ обр	T, °C	H ₂	N ₂	CO	CO ₂	H ₂ O	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆	C ₃ H ₈	Сумма
1/1	100–400	0	12.9	56.22	101.57	1645	0.135	0.075	0.002	0.125	0.023	1816.05
			0.71	3.1	5.59	90.58	0.007	0.004	0.0001	0.007	0.002	100
1/2	400–600	0.55	3.04	43.31	267.39	661	6.157	4.339	2.248	6.02	2.384	996.438
		0.055	0.305	4.35	26.838	66.336	0.618	0.435	0.226	0.6	0.237	100
1/3	600–800	207	1.68	24.26	122.55	364	9.01	3.245	2.177	3.312	1.291	533.595
		0.388	0.315	4.546	22.967	68.216	1.688	0.608	0.408	0.621	0.242	100
1/4	800–1000	1.3	2.34	40.1	166	189	1.269	0.064	0.009	0.011	0.003	411.796
		3.157	0.568	9.738	40.311	45.896	0.308	0.015	0.002	0.003	0.002	100
2/1	100–400	0	6.5	15.59	68.58	1043	0.041	0.042	0.001	0.111	0.024	1133.889
			0.573	1.375	6.048	91.984	0.004	0.004	0.0001	0.01	0.09	100
2/2	400–600	0.71	1.03	43.6	268.65	840	5.859	4.456	2.441	5.798	2.25	1174.794
		0.06	0.088	3.711	22.868	71.502	0.499	0.379	0.208	0.493	0.192	100
2/3	600–800	1.3	0	13.98	77.35	131	7.869	4.015	2.881	4.08	1.554	244.029
		0.533		5.729	31.697	53.682	3.225	1.645	1.181	1.672	0.636	100
2/4	800–1000	7.47	3.46	74.03	607.68	360	4.985	0.538	0.156	0.221	0.038	1058.578
		0.706	0.327	6.993	57.405	34.008	0.471	0.051	0.015	0.021	0.003	100
3/1	100–400	0	4.56	13.53	50	865	0.044	0.029	0.004	0.064	0.002	933.253
			0.491	1.45	5.358	92.687	0.005	0.003	0.0004	0.006	0.0002	100
3/2	400–600	0.28	0.084	37.74	267.45	721	5.222	4.009	2.257	5.714	2.368	1046.88
		0.027	0.08	3.605	25.547	68.871	0.499	0.383	0.215	0.546	0.227	100
3/3	600–800	2.75	0	20.42	111.25	251	10.531	4.508	3.301	4.64	2.057	410.457
		0.67		4.97	27.104	61.151	2.566	1.098	0.804	1.13	0.507	100
3/4	800–1000	2.61	0	39.85	145.144	106	2.09	0.091	0.018	0.014	0	296
		0.881		13.457	49.116	35.797	0.706	0.031	0.006	0.006		100
4/1	100–400	0	7.29	39.56	52.95	795	0.074	0.026	0	0.071	0	894.971
			0.815	4.42	5.916	88.829	0.009	0.003		0.08		0
4/2	400–600	0	3.93	46.49	284.28	684	4.645	2.688	1.308	3.813	1.596	1032.75
			0.381	4.502	27.526	66.23	0.45	0.26	0.127	0.369	0.155	100
4/3	600–800	2.77	0	25.58	148.57	189	10.327	4.605	3.107	4.796	1.741	390.496
		0.709		6.551	38.046	48.4	2.644	1.179	0.796	1.228	0.447	100
4/4	800–1000	3.59	1.22	72.56	294.79	120	1.909	0.091	0.009	0.013	0	494.182
		0.726	0.247	14.683	59.652	24.282	0.386	0.018	0.002	0.004		100

Примечание. Данные о содержаниях компонентов приведены в мкг/г (сверху) и в % (снизу).

дов варьируется в пределах $(10.9 \pm 8.2) \times (6.4 \pm 4.7)$ мкм, коэффициент удлинения составляет 2 ± 0.8 . Для чечевицеобразных частиц те же параметры оцениваются соответственно как $(4.8 \pm 3.1) \times (2.4 \pm 1.3)$ мкм и 2 ± 0.9 . Таким образом, обнаруживается сходство по форме, но некоторое различие по размеру включений вулканогенного материала в разных типах органоидов. Очевидно, что последнее прямо коррелируется с размерами частиц самих органоидов.

Химический состав вулканических включений в разных типах частиц органоидов практически тождественен, но в сравнении со стеклом в тефре состав включений колеблется в гораздо более узких пределах – от щелочных базальтов и андезибазальтов до трахиандезибазальтов, отвечая в среднем последним (см. рис. 7). Соответственно этому, в стекле рассматриваемых включений содержится несколько больше Al_2O_3 , CaO, Na_2O , но меньше MgO и Fe_2O_3 . Кроме того, выясняется, что по многим порообразующим компонентам

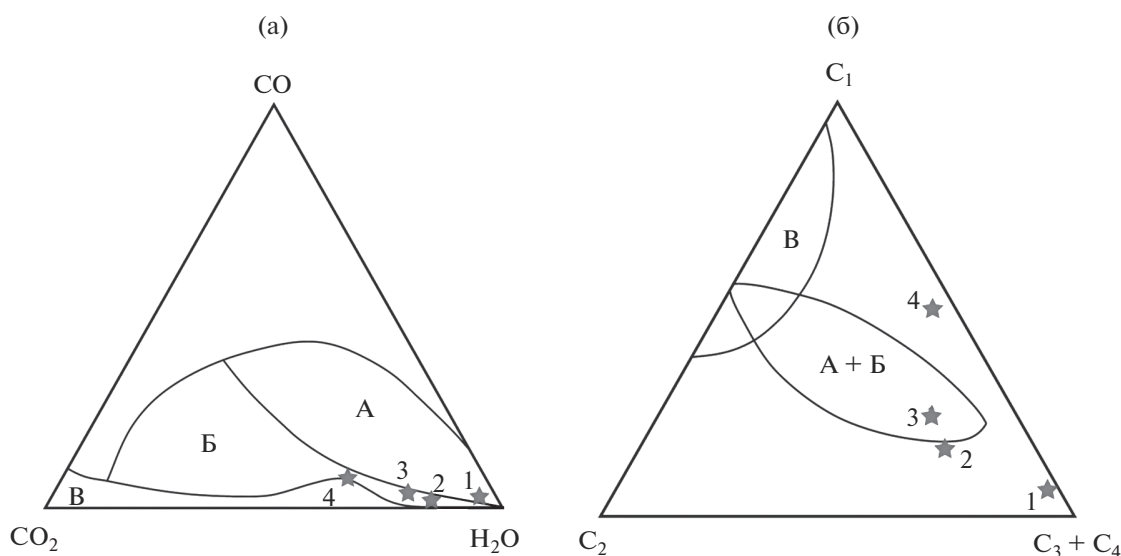


Рис. 10. Петрологические аспекты происхождения литогенных газов в исследуемой тефре.

а – пропорции неорганических газов в мантийно-коровых производных (А – мантийные производные (алмазы), Б – продукты мантийно-коровых взаимодействий (минералы алмазосодержащих парастерезисов), В – коровые производные) [Petrovsky et al., 2008]; б – то же самое для углеводородных газов (C_1 – метан, C_2 – этан, $C_3 + C_4$ – пропан + бутан). Звездочками показаны составы пиролизатов, полученных при нагревании в интервалах 100–400 (1), 400–600 (2), 600–800 (3) и 800–1000 (4)°С.

(SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , P_2O_5) вулканическое стекло в органоидах однороднее, чем в непосредственно в частицах тефры. По другим компонентам (TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO) – картина обратная. Анализ собственно органоидов указал на значительную примесь в них неорганических компонентов (мас. %): SiO_2 3.75 ± 3.66 ; TiO_2 0.09 ± 0.19 ; Al_2O_3 1.79 ± 1.66 ; Fe_2O_3 1.12 ± 1.32 ; MgO 0.23 ± 0.39 ; CaO 3.11 ± 1.7 ; K_2O 0.41 ± 0.41 ; P_2O_5 0.22 ± 0.48 ; SO_3 0.78 ± 0.62 ; общее содержание – 11.49 ± 7.51 . Между всеми основными компонентами рассматриваемой примеси существует сильная прямая корреляция – $r = 0.42–0.96$. Очевидно, что состав и корреляции неорганического вещества в органоидах характеризуют его как тонкодисперсную примесь вулканогенного материала.

Фазовая диагностика органоидов осуществлялась Е.А. Васильевым (Санкт-Петербургский Горный университет) методом рамановской спектроскопии. В отличие от сильно люминесцирующего вещества современного растительного и животного органического вещества [Силаев и др., 2013], исследуемые органоиды дают КР-спектры, в которых на фоне умеренной люминесценции выявляются две значительно уширенные рамановские линии с максимума при $1410–1435\text{ см}^{-1}$ ($FWHM = 150–170\text{ см}^{-1}$) и $1580–1600\text{ см}^{-1}$ ($FWHM = 100–110\text{ см}^{-1}$), близкие по своему положению к линиям в спектрах многих углеродистых веществ – соответственно D (A_{1g} – мода колебаний атомов углерода) и G (E_{2g} – мода). Обычно

такого рода спектры интерпретируются как результат рассеяния на ароматических кольцах и на химических связях $C=O$.

Элементный состав органоидов анализировался на аналитическом СЭМ Tescan VEGA 3 с ЭД-спектрометром X-max50 (мас. %): $C = 62.86 \pm 7.48$; $N = 16.07 \pm 1.15$; $O = 21.07 \pm 8.34$. Эти результаты довольно близки к ранее полученным данным для частиц конденсированных органоидов в продуктах извержения камчатских вулканов [Силаев и др., 2018; Silaev et al., 2018; Силаев и др., 2019a]. Исследованные тем же методом и на том же приборе современные бактерии дали существенно отличный от органоидов результат (мас. %): $C = 78.73 \pm 4.79$; $N = 11.41 \pm 4.66$; $O = 9.85 \pm 2.61$. Кроме того, в сравнении с выявленными в тефре Этны органоидами бактерии оказались гораздо однороднее по содержанию углерода (коэффициент вариации – 6 против 12%) и кислорода (26 против 40%).

По изотопному составу углерода и азота органоиды близки к углеродному веществу, рассеянному непосредственно в тефре Этны (табл. 7), что указывает на их генетическое родство. По изотопным свойствам как тефра, так и органоиды могут быть коррелированы с эндогенным углеродным веществом в современных СОХ [Cartigny, 2005] и углеродом в вулканиках и вулканогенных органоидах на Камчатке (рис. 13). Современные бактерии, микрогрибы и микроводоросли характеризуются существенно иными изотопными параметрами (‰): 1) бактерии – $\delta^{13}C_{PDB} = -19.01 \pm 1.80$,

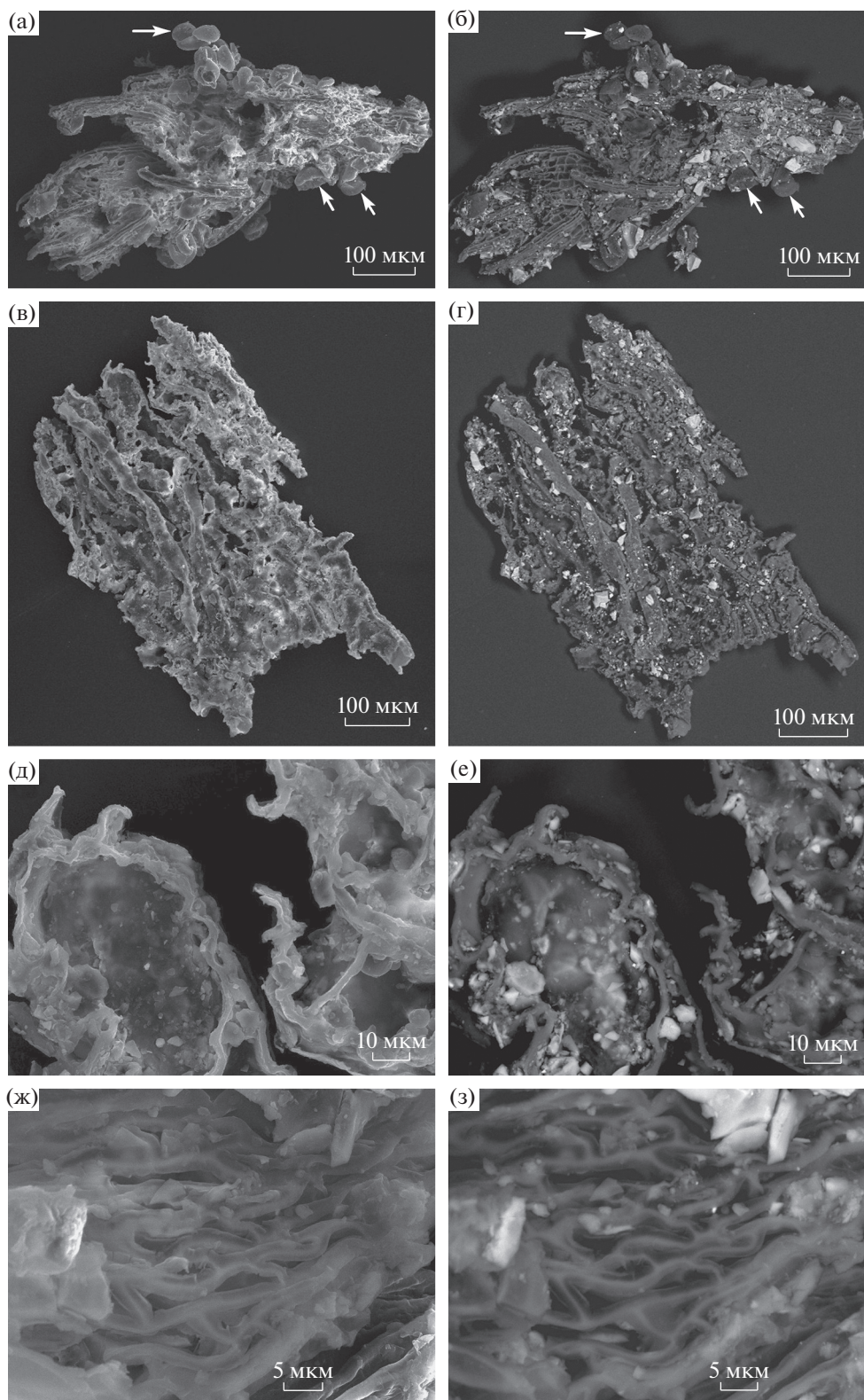


Рис. 11. Морфология частиц фибриллярных органоидов.

Стрелками на (а, б) показаны примазки органоидов глобулярно-чечевицеобразной формы; СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж) и упруго-отраженных (б, г, е, з) электронов. Светлые частицы на (б, г, е, з) – загрязнения органоидов микрочастицами вулканического пепла.

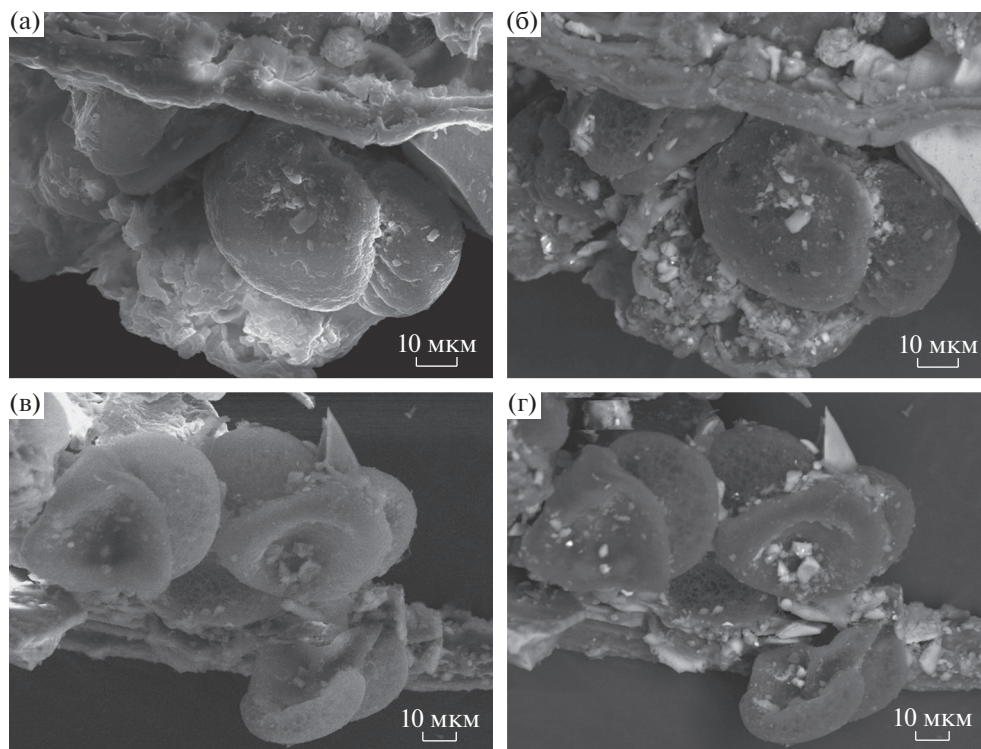


Рис. 12. Морфология частиц глобулярно-чечевицеобразных органоидов. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в) и упруго-отраженных (б, г) электронов. Светлые частицы на б, г – поверхностные загрязнения органоидов вулканическим материалом.

$\delta^{15}\text{N}_{\text{air}} = 6.48 \pm 3.75$; 2) микрогрибы и микроводоросли – $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -15.65 \pm 1.35$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{air}} = 1.57 \pm 1.37$.

Таким образом, по КР-спектрам, элементному составу, изотопии углерода и азота выявленные в тефре Этны органоиды существенно отличаются от современных организмов и вполне могут быть признаны абиогенными производными. Выявление таких производных на Этне подтверждает уже сделанный нами ранее вывод о глобальном развитии углеродного абиогенеза в условиях современного вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые осуществлены комплексные минерало-геохимические исследования тефры катастрофического извержения в 1669 г. одного из активнейших вулканов Мира – вулкана Этна на Сицилии. Исследованная тефра характеризуется крупно-грубосаммитовым гранулометрическим составом, что свидетельствует о прикратерной локализации пеплового материала. По валовому химическому составу она варьируется от щелочных пикробазальтов до трахибазальтов, отличаясь от лав того же извержения более основным составом. Вулканическое стекло в тефре колеблется по химическому составу в несколько более широком диапазоне – от щелочных пикробазальтов до тра-

хиандезибазальтов, что указывает на некоторую степень раскристаллизованности вещества тефры.

В составе тефры выявлены 50 микроэлементов, суммарное содержание которых составляет 1985 ± 208 г/т. Из диаграмм Th–Hf–Ta, Ta/Nb–Th/Yb и Zr–Zr/Y следует, что исследуемая тефра соответствует вулканизму в условиях внутриплитной геодинамической обстановки. Тренды содержаний индикаторных микроэлементов, нормированных на континентальную кору, согласуются с аналогичными трендами во внутриплитных базальтоидах. На соответствующих графиках отчетливо наблюдается иттербиевый максимум, указывающий на значительную глубинность генерации магматического материала. По тренду хондрит-нормированных концентраций лантаноидов тефра Этны комплементарна E-MORB, генеральная диаграмма нормированных на N-MORB концентраций указывает на плюмовый внутриплитный характер магматизма. Таким образом, все полученные по тефре геохимические данные дают основание отнести Этну к внутриплитным вулканам с глубинным магматическим очагом. Не исключено, что именно данные по Этне могут послужить эталоном для диагностики вулканов, действующих в условиях внутриплитной геодинамической обстановки.

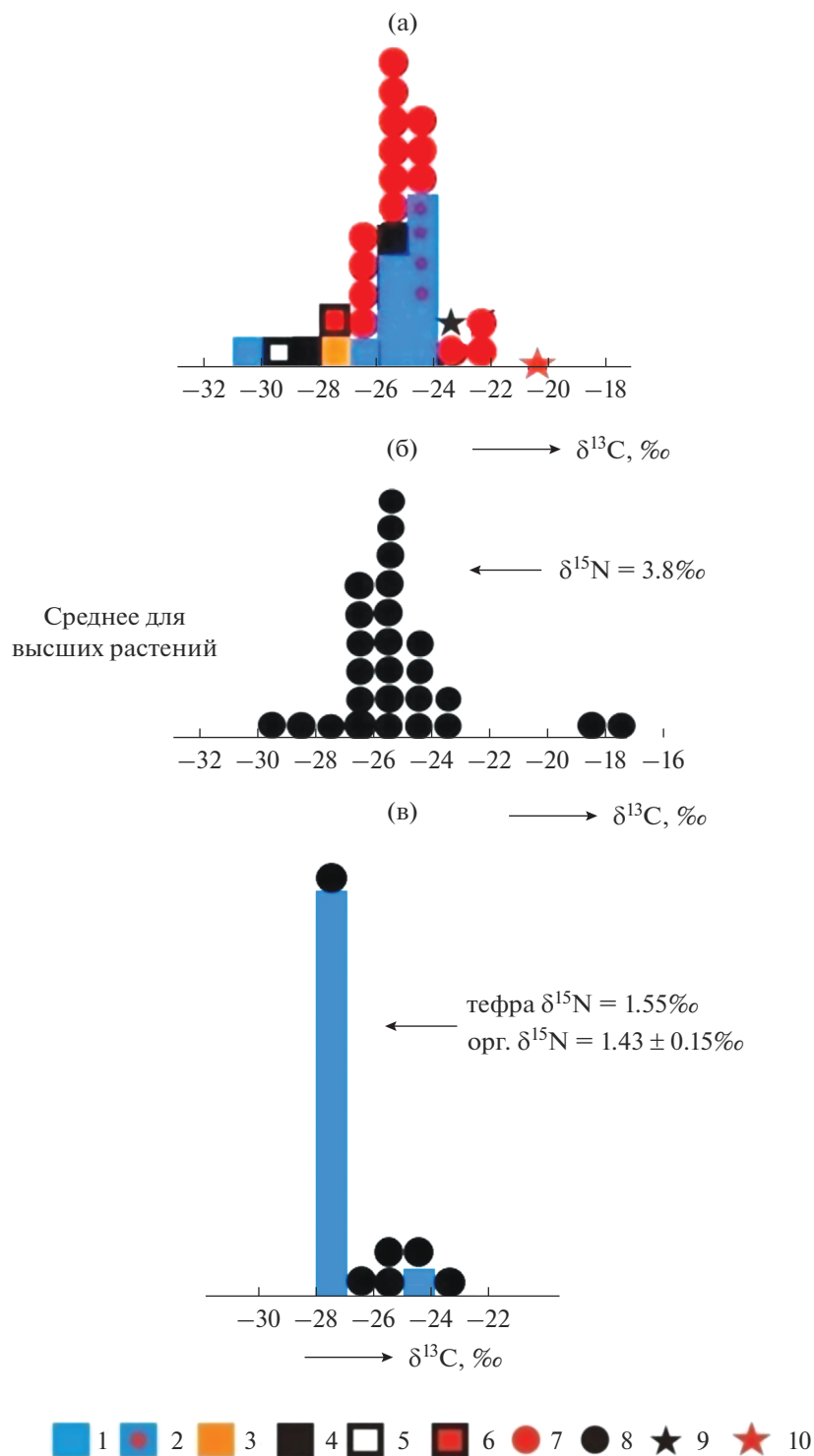


Рис. 13. Изотопный состав углерода, атомарно-рассеянного в продуктах современного вулканизма (а), и углерода и азота в конденсированных вулканогенных органоидах на Камчатке (б), в тefре и органоидах извержения 1669 г. Этны (в). 1 – лавы и пеплы ТТИ-50, тefра с Этны; 2, 3 – алмазосодержащие тefры, соответственно ТТИ-50 и вулкан Ключевской; 4 – битумообразное УВ из пеплов ТТИ-50; 5 – битумообразное УВ с включениями самородного алюминия из пеплов ТТИ-50; 6 – частицы самородного алюминия с включениями микроалмазов, вулкан Ключевской; 7 – толбачинские алмазы; 8 – органоиды из пеплов камчатских вулканов и тefры с Этны; 9 – глобулы диуглерода; 10 – углеродное вещество в метеоритах.

Таблица 7. Изотопный состав углерода и азота в тефре (1–10) и органоидах (11–16), ‰

№ п/п	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{15}\text{N}_{\text{Air}}$
1	–24.11	1.55
2	–27.72	
3	–27.74	
4	–27.88	
5	–27.1	
6	–27.57	
7	–27.9	
8	–27.46	
9	–27.77	
10	–27.26	
11	–27.42	
12	–27.4	
13	–27.25	
14	–27.23	
15	–27.5	
Статистика (среднее \pm СКО)	–27.29 \pm 0.91 (V = 3.3%)	
16	–27.32	1.55
17	–25.15	1.2
18	–27.4	1.6
19	–25.13	1.5
20	–24.89	1.4
21	–23.64	1.3
Статистика (среднее \pm СКО)	–25.59 \pm 1.48 (V = 5.8%)	1.43 \pm 0.15 (V = 10.5%)

Среди микролитов в тефре установлены оливин состава Fo_{65–86}, диопсид, плагиоклазы основного состава, изредка кварц. Характерны также включения Cr–V-содержащего ульвит-магнетита, особенности минерального состава которого свидетельствуют о начале его отсадки на значительной глубине. В качестве микроминералов взрывного происхождения обнаружены рутил, монацит, яроуит-спионкопит (группа халькозина), самородное железо, латунь.

Выявленные в тефре Этны неорганические и органические литогенные газы коррелируются с составом газов в продуктах корово-мантийных взаимодействий. При этом температурный тренд состава пиролизатов в части неорганических газов указывает на рост в наиболее глубоко капсулированных флюидных включениях роли CO и CO₂ относительно воды, а в части органических газов – на преобладание более сложных, чем метан, углеводородов, что свойственно именно глубинным обстановкам.

В исследуемой тефре выявлены частицы абиогенных органоидов, подразделяющиеся по морфологии и внутреннему строению на фибриллярные и глобулярно-чечевицеобразные. Оба типа частиц насыщены тонкодисперсной примесью и микровключениями вулканического стекла, по составу сходного со стеклом в частицах тefры, но варьирующего в значительно более узких пределах – от щелочных базальтов и андезибазальтов до трахиандезибазальтов. По фазовому и элементному составу, изотопии углерода и азота выявленные в тефре Этны органоиды отличаются от современных бактерий, микрогрибов и микродорослей, но близки к абиогенным органоидам в продуктах извержения камчатских вулканов. Последнее подтверждает ранее сделанный нами вывод о глобальном развитии углеродного абиогенеза в условиях наземного вулканизма.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Микроэлементный анализ ИСП-МС проводился в ЦКП УрО РАН “Геоаналитик” в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсуков В.Л., Назаров М.А., Тарасов Л.С.* Минералогия лунного вещества // Записки ВМО. 1979. Ч. 108. № 1. С. 3–14.
- Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г.* Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
- Карпов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др.* Взрывная минерализация // Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. С. 241–255.
- Святловский А.Е., Китайгородский Ю.И.* Геодинамическая вулканология. М.: Недра, 1988. 255 с.
- Силаев В.И., Аникин Л.П., Шанина С.Н. и др.* Абиогенные конденсированные органические полимеры в продуктах современного вулканизма в связи с проблемой возникновения жизни на Земле. Сыктывкар: Геопринт, 2018. 128 с.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др.* Минерально-фазовый состав парагенезиса в взрывных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть I. Алмазы, углеродные фазы, конденсированные органоиды // Вулканология и сейсмология. 2019а. № 5. С. 54–67.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др.* Минерально-фазовый парагенезис в взрывных продуктах современных вулканов. Часть II: Минералы-спутники алмазов толбачинского типа // Вулканология и сейсмология. 2019б. № 6. С. 36–49.
- Силаев В.И., Лютеев В.П., Петровский В.А., Хазов А.Ф.* Опыт исследований природных углеродистых веществ и некоторых аналогов методом рамановской спектроскопии // Минералогический журн. 2013. Т. 35. № 3. С. 33–47.

- Силаев В.И., Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В. и др.* Карбонатитовый комплекс необычных горных пород и минерализаций в Восточном Таймыре // Проблемы минералогии петрографии и металлогении. Вып. 19. Пермь, 2016. С. 119–136.
- Силаев В.И., Проскурнин В.Ф., Голубева И.И. и др.* Пелолиты – новый тип эндогенных горных пород (о. Бельковский, Россия) // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2. С. 125–147.
- Тазиев Г.* На вулканах. Суфриер, Эребус, Этна. М.: Мир, 1987. 263 с.
- Тарасов Л.С., Назаров М.А., Шевалеевский И.Д. и др.* Петрография пород и особенности состава минералов реголита из Моря Кризисов // Лунный грунт из Моря Кризисов. М.: Наука, 1980. С. 78–95.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Недра, 1988. 383 с.
- BenAvraham Z., Boccaletti M., Cello G., Grasso M., Lentini F., Torelli L., Tortorici L.* Principali domini strutturali originatisi dalla collisione neogenico-quadernaria nel Mediterraneo central // Mem. Soc. Geol. Ital. 1990. V. 45. P. 453–462.
- Boynton W. V.* Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Branca S., Coltelli M., Gropelli G., Lentini F.* Geological map of Etna volcano, 1 : 50000 scale // Italian J. Geosciences. 2011a. V. 130(3). P. 265–291. <https://doi.org/10.3301/IJG.2011.15>
- Branca S., Coltelli M., Gropelli G.* Geological evolution of a complex basaltic stratovolcano: Mount Etna, Italy // Italian Journal of Geosciences. 2011b. V. 130(3). P. 306–317. <https://doi.org/10.3301/IJG.2011.13>
- Cartigny P.* Stable U isotopes and the Origin of Diamond // Elements. 2005. V. 1. P. 79–84.
- Chironi C., De Luca L., Guerra I. et al.* Sea Land Group Crustal structures of the Southern Tyrrhenian Sea and Sicily Channel on the basis of the M25, M26, M28, M39, WARR profiles // Bull. Della Soc. Geol. Italy. 2000. V. 119. P. 189–203.
- Correale A., Scribano V., Paonita A. A.* Volcanological Paradox in a Thin-Section: Large Explosive Eruptions of High-Mg Magmas Explained Through a Vein of Silicate Glass in a Serpentinized Peridotite Xenolith (Hyblean Area, Sicily) // Geosciences (MDPI). 2019. V. 9. P. 150. <https://doi.org/10.3390/geosciences9040150>
- Corsaro R.A., Cristofolini R., Patanè L.* The 1669 eruption at Mount Etna: chronology, petrology and geochemistry, with inferences on the magma sources and ascent mechanisms // Bull. Volcanol. 1996. V. 58. P. 348–358.
- De Beni E., Branca S., Coltelli M. et al.* $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotopic dating of Etna volcanic succession // Italian J. Geosciences. 2011. V. 130(3). P. 292–305. <https://doi.org/10.3301/IJG.2011.14>
- Encyclopedia of Volcanoes / Eds H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, J. Stix, S. McNutt. Academic Press, 1999. P. 1172–1177.
- Finetti I.* Structure, stratigraphy and evolution of central Media terra mean // Bull. DiGeofis. Teor. EAppl. 1982. V. 24. P. 247–312.
- Giampiccolo E., Brancato A., Manuella F.C. et al.* New evidence for the serpentinization of the Palaeozoic basement of southeastern Sicily from joint 3D seismic velocity and attenuation tomography // Geophys. J. Int. 2017. V. 211. P. 1375–1395.
- Guest J.E.* Styles of eruption and flow morphology on Mt. Etna // Memorie Società Geologica Italiana. 1982. V. 23. P. 49–73.
- Humbert F., de Kock M.O., Lenhardt N., Altermann W.* Neoproterozoic to Early Palaeoproterozoic Within-Plate Volcanism of the Kaapvaal Craton: Comparing the Venters-dorp Supergroup and Ongeluk and Hekpoort Formations (Tranvaal Supergroup) // The Achaean Geology of the Kaapvaal Craton, Southern Africa. Springer Nature Switzerland AG, 2019. P. 277–302.
- Manuella F.C., Scribano V., Carbone S., Brancato A.* The Hyblean xenolith suite (Sicily): an unexpected legacy of the Ionian–Tethys realm // Int. J. Earth Sci. (GR Geologische Rundschau). 2015. V. 104. P. 317–1336.
- Petrovsky V.A., Silaev V.I., Sukharev A.E. et al.* Fluid Phases in Carbonado and Their Genetic Significance // Geochemistry International. 2008. V. 46. № 7. P. 693–710.
- Romano R.* Succession of the volcanic activity in the Etnean area // Memorie Società Geologica Italiana. 1982. V. 23. P. 27–48.
- Scribano V., Sapienza G.B. T., Braga R., Morten L.* Gabbroic xenoliths in tuff-breccia pipes from the Hyblean Plateau: Insights into the nature and composition of the lower crust underneath Southeastern Sicily, Italy // Miner. Pet. 2006a. V. 86. P. 63–88.
- Scribano V., Ioppolo S., Censi P.* Chlorite/smectite-alkali feldspar metasomatic xenoliths from Hyblean Miocene diatremes (Sicily, Italy): Evidence for early interaction between hydrothermal brines and ultramafic/mafic rocks at crustal levels // Ofioliti. 2006b. V. 31. P. 161–171.
- Silaev V., Anikin L., Petrovsky V., Karpov G.* A biogenic organopolymers in products of modern volcanism // Уральский геологический журнал. 2018. № 3. С. 40–51.
- Tonarini S., D'Orazio M., Armenti P. et al.* Geochemical features of Eastern Sicily lithosphere as probed by Hyblean xenoliths and lavas // Eur. J. Mineral. 1996. V. 8. P. 1153–1173.
- Vai G.B.* Crustal evolution and basement elements in the Italian area: Palaeogeography and characterization // Bull. Geofis. Teor. Appl. 1994. V. 36. P. 141–144.
- Vai G.B.* Development of the palaeogeography of Pangaea from Late Carboniferous to Early Permian // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 2003. V. 196. P. 125–155.
- Wood D.A.* The Application of a Th–Hf–Ta Diagram to Problems of Tectonomagmatic Classification and to Establishing the Nature of Crustal Contamination of Basaltic Lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Tephra of the Catastrophic Eruption of Etna Volcano in Sicily in 1669: its Petro-Mineral-Geochemical Properties and Geodynamic Aspect

V. I. Silaev^{1,*}, G. A. Karpov^{2,}, L. P. Anikin², V. Skribano³, D. N. Remizov^{4,***}, V. N. Filippov¹,
D. V. Kisileva⁵, B. A. Makeev¹, S. N. Shanina¹, K. V. Tarasov², and S. K. Simakov⁶**

¹*Yushkin Institute of Geology FITZ Komi NC Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

²*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

³*University of Catania, Department of biological, geological and environmental Sciences,
Universitetskaya pl., 2, Catania, 57.95129 Italy*

⁴*The Russian scientific research geological Institute name Karpinsky "Rosnedra",
Sredny prosp., 74, VO, St. Petersburg, 199106 Russia*

⁵*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Acad. Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 20016 Russia*

⁶*Innovation Center "Skolkovo" OOO "ADAMANT", Tikhoretsky prosp., 10/1-61, St. Petersburg, 194064 Russia*

*e-mail: silaev@geo.komisc.ru

**e-mail: karpovga@ksnet.ru

***e-mail: dnr1957@yandex.ru

****e-mail: podarenka@mail.ru

For the first time, comprehensive petrological-mineralogical-geochemical studies of the crater tephra of the catastrophic eruption in 1669 of the Etna stratovolcano in Sicily were carried out. The granulometric, chemical and mineral-phase composition of tephra has been investigated. The content of trace elements in it, the composition of encapsulated lithogenic gases has been determined. According to the data obtained, Etna belongs to intraplate volcanoes with a deep magma chamber. Of particular importance is the identification of volcanogenic organelles in the products of the Etna eruption, which are similar in phase, elemental and isotopic composition to organelles in the diamond-bearing products of eruptions of some Kamchatka volcanoes. This confirms our earlier conclusion about the global development of carbon abiogenesis under the conditions of terrestrial volcanism.

Keywords: Etna, tephra, intraplate volcanoes, trace elements, lithogenic gases, organelles, carbon abiogenesis under volcanic conditions