

УДК 551.214

ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАН ЭСМЕРАЛЬДА (МАРИАНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА) И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЛАГАЮЩИХ ЕГО ГОРНЫХ ПОРОД

© 2024 г. В. В. Ананьев^а, *, В. В. Петрова^б, **, В. А. Рашидов^а, ***

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: aversun@yandex.ru

**e-mail: v.petrova.v@gmail.com

***e-mail: rashidva@kscnet.ru

Поступила в редакцию 10.05.2023 г.

После доработки 18.06.2023 г.

Принята к публикации 20.10.2023 г.

Проведено обобщение имеющихся оригинальных данных и литературного материала по геолого-геофизической изученности подводного вулкана Эсмеральда, расположенного в Марианской островной дуге. В результате изучения на современном уровне пород, драгированных в 4-м и 5-м рейсах НИС “Вулканолог”, получены новые данные о силикатном и редкоэлементном составе образцов пород, слагающих этот подводный вулкан. Установлено, что изучаемая вулканическая постройка сложена пятью типами пород: базальтами, андезибазальтами, дацитами, габбро и базанитами. Впервые были обнаружены образцы дацита и базанита, свидетельствующие о том, что петрохимическое разнообразие подводного вулкана Эсмеральда шире, чем считалось ранее. Для всех драгированных пород характерно несколько повышенное содержание некогерентных элементов LILE и HFSE. Проведенные исследования позволили отнести основную часть драгированных пород к ассоциации островодужных железистых толеитов (IAB, IAT) и только состав единственного образца щелочного базальта (базанита) попадает в поле щелочных базальтов океанических островов (OIB, OIA). Повышенное содержание железа во вкрапленниках плагиоклаза подтверждает принадлежность пород к высокожелезистой толеитовой ассоциации.

Ключевые слова: подводный вулкан Эсмеральда, Марианская островная дуга, петролого-минералогические особенности

DOI: 10.31857/S0203030624010058, EDN: PWGUIC

В последние 45 лет в пределах Марианской островной дуги (МОД) отечественными и иностранными учеными выполнены морские геолого-геофизические исследования, в результате которых установлено, что здесь расположено 63 подводных вулкана, из которых активными можно считать 9 [Горшков и др., 1980; Рашидов, 2001; Рашидов и др., 1981; Blomre et al., 1989a, 1989b; Embeley et al., 2004; Siebert et al., 2010]. Вершины этих подводных вулканов расположены на глубинах от 2400 м до 30 м, а

относительная высота вулканических построек и их объем достигают, соответственно, 2900 м и 420 км³.

Подводные вулканы МОД входят в состав щелочной провинции Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг [Bloomer et al., 1989a]. Четвертичные вулканические породы представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами и дацитами. Большая часть вулкаников, опробованных в южной и центральной частях МОД, представлена толеитовыми базальтами, обогащенными железом и калием. По химическому

составу эти породы близки к абсарокитам и шошонитам. На 20 подводных вулканах отмечены гидротермальные проявления, а максимальная температура в 242°C обнаружена на вулкане Восточный Диамант (<https://vents-data.interridge.org/ventfield/east-diamante-volcano>).

Первое сообщение об активности подводных вулканов в МОД сделано Г. Хессом [Hess, 1948], когда в августе 1944 г. в течение трех дней он наблюдал в районе подводного вулкана Эсмеральда (Банка Эсмеральда, Esmeralda Bank) выделение пузырьков с сернистым газом. На основании этого сообщения подводный вулкан Эсмеральда был включен в различные каталоги и книги как активный вулкан [Апродов, 1982; Гущенко, 1979; Kuno, 1962; Eiby, Latter, 2018; Siebert, 2010; Simkin, Siebert, 1994; Tanakadate, 1940]. Во второй половине XX и в начале XXI веков неоднократно сообщалось об активности этого вулкана, которая проявлялась в виде пятен воды отличительного цвета, появления пузырьков с запахом серы и выбросов пепла [Гавриленко, 1981, 1997; Гавриленко и др., 1980; Горшков и др., 1980; Baker et al., 2008; Embley et al., 2004; Global ..., 1989; McCoy-West, 2009; Puteanus et al., 1990; Ronck, 1975; Rowlanda et al., 2005; Taibi, 1992; Turkay, Sakai, 1995]. Температура отмеченных здесь гидротермальных выходов изменяется от 40°C [Davis, Moyer, 2008] до 80–100°C [Taibi, 1992].

Задачей настоящих исследований является обобщение имеющихся в настоящее время оригинальных и литературных материалов для получения целостной картины о строении, вулканической деятельности и фумарольной активности действующего подводного вулкана Эсмеральда, расположенного в МОД, а также изучение особенностей слагающих его горных пород.

ИЗУЧЕННОСТЬ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ЭСМЕРАЛЬДА

Подводный вулкан Эсмеральда, расположенный в южной части МОД (рис. 1), является наиболее изученным из подводных вулканов этой островной дуги [Гавриленко, 1981, 1997; Гавриленко и др., 1980; Горшков и др., 1980; Пилипенко и др., 2012а, 2012б; Рашидов и др., 1981, 2014; Родников и др., 2007, 2014; Селиверстов, 1987; Селиверстов, Бондаренко, 1983; Baker, Eggler, 1987; Bloomer et al., 1989а, 1989б;

Kim et al., 2009; Kim et al., 2008; Eldredge, 1983; Ewert et al., 2018; Fouquet et al., 2018; Gorshkov et al., 1982; Jackson, 1989; Hess, 1948; Merle et al., 2003, 2006; Plank et al., 2000; Pearce et al., 2005; Polovina, Roush, 1982; Puteanus et al., 1990; Smoot, 1988, 1991; Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989, 2005; Taibi, 1992; Tayama, 1936; Tanakadate, 1940; Asafuah, 2022; Zabarinskaya и др., 2022 и др.]. Он был обследован в 4-м и 5-м рейсах научно-исследовательского судна (НИС) “Вулканолог” в январе и июле 1978 г. [Гавриленко, 1981, 1997; Гавриленко и др., 1980; Горшков и др., 1980; Рашидов и др., 1981; Селиверстов, 1987; Селиверстов, Бондаренко, 1983; Gorshkov et al., 1982]. В декабре того же года вулкан изучался в рейсе НИС “Томас Вашингтон” [Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989], а в июле–августе 1990 г. — в рейсе SO-69 НИС “Зоне” [Stüben et al., 1992]. 19 и 21 сентября 2007 г. на НИС “Оннури” Корейского института океанических исследований были проведены батиметрическая и магнитная съемки [Kim et al., 2009; Kim et al., 2008]. В кратере вулкана с помощью телеуправляемого необитаемого подводного аппарата в 2016 г. при совместных работах НИС “Фалкор” и экспедиционного судна “Наутилус” были обнаружены отмершие гидротермальные постройки, сложенные оксидами железа [Amon et al., 2020].

В результате работ, выполненных в рейсах НИС “Вулканолог”, выделен вулканический массив субмеридионального простираения, протягивающийся на 35 км, в пределах которого находятся три подводные постройки (рис. 2). Расстояние между северной и центральной вершинами составляет ~6.5 км, а седловина между ними находится на глубине 700 м. Расстояние между центральной и южной вершинами составляет ~19 км, седловина расположена на глубине 1300 м. Вершина северной постройки окаймлена изобатой 200 м, а южной — изобатой 600 м.

Центральная гора — собственно активный подводный вулкан Эсмеральда. Превышение подводного вулкана над дном Филиппинского моря ~2500 м. Диаметр основания по изобате 1500 м равен ~22 км. Крутизна склонов изменяется от 10–12° в средней части до 15–18° в привершинной части постройки. На вершине вулкана расположен четко выраженный кратер [Горшков и др., 1980], открытый в западном

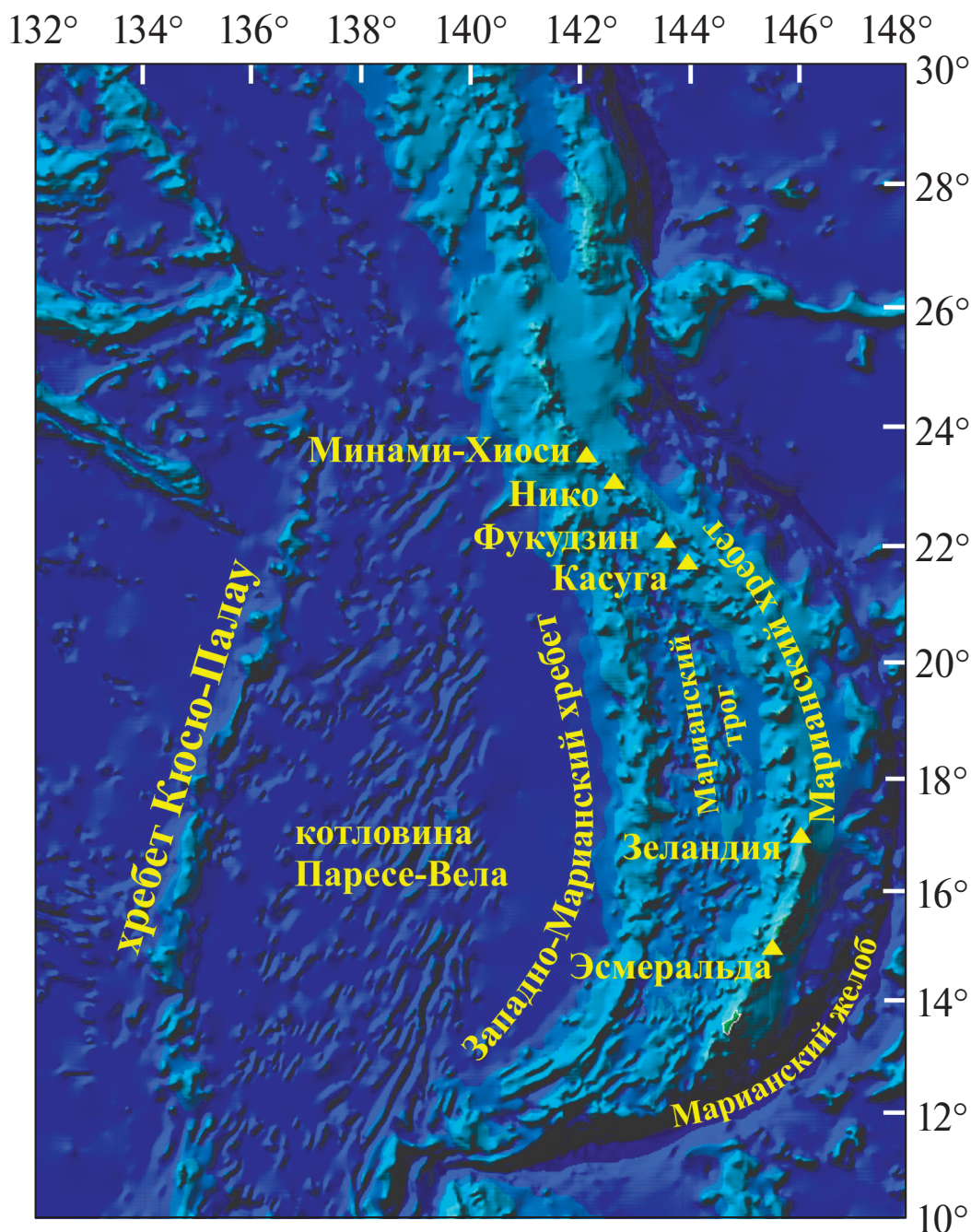


Рис. 1. Подводные вулканы Марианской островной дуги.

направлении. По мнению ряда иностранных коллег, здесь находится вершинная кальдера [Puteanus et al., 1990; Taibi, 1992]. Глубина кратера 200–300 м, а диаметр по гребню — 2–3.5 км [Горшков и др., 1980; Kim et al., 2009; Kim et al., 2008; Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989].

Верхняя кромка кратера расположена на глубинах 100–50 м. Минимальная глубина обнаружена на северном гребне и по мнению

отечественных ученых составляет 43 м. По данным иностранных исследователей она равняется 30 м [Bloomer et al., 1989a; Smoot, 1988, 1991; Stern, Bibee, 1980]. На северо-западном склоне вулкана выделяются локальные возвышенности с превышением от нескольких десятков до 100 м, трактуемые как побочные конусы. Вершина подводного вулкана Эсмеральда, вероятно, поднималась во время извержений над уровнем моря, а затем размывалась.

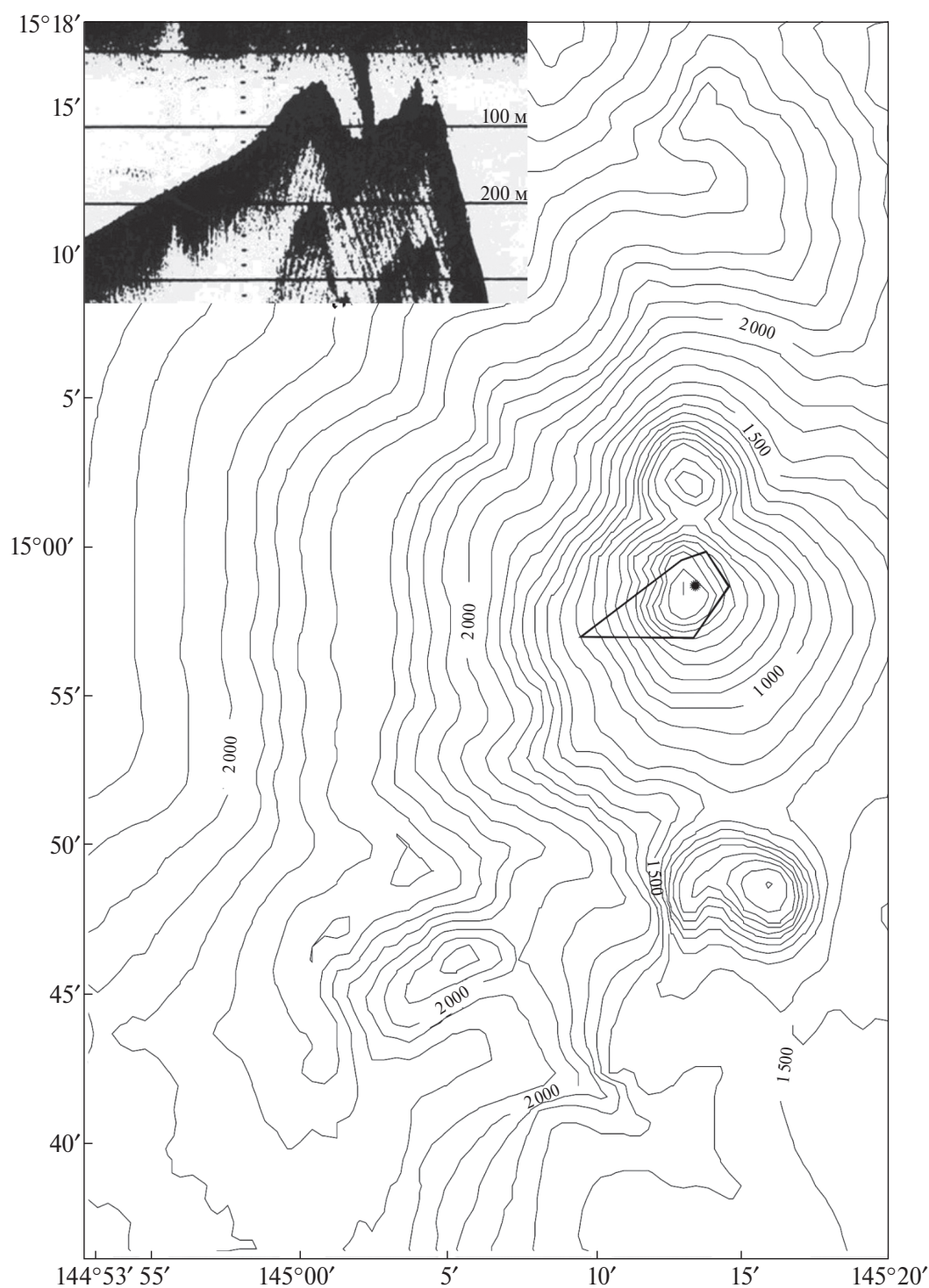


Рис. 2. Батиметрическая карта подводного вулкана Эсмеральда.

Многоугольником обозначена область драгирования, а точкой — местоположение подводных фумарол. На врезке показаны фумаролы в кратере вулкана, зафиксированные в 4-м рейсе “Вулканолог”.

Объем вулканической постройки по нашим данным составляет $\sim 127 \text{ км}^3$. Объем постройки, приведенный в работах [Stern, Bibee, 1980, 1984] — 27 км^3 (при диаметре основания 9 км), а в работе [Bloomer et al., 1989a] — 312 км^3 , но

данных, при каком диаметре основания рассчитаны объемы постройки, цитируемые авторы, к сожалению не приводят.

На северо-восточной кромке кратера подводного вулкана на глубинах около 100 м с помощью

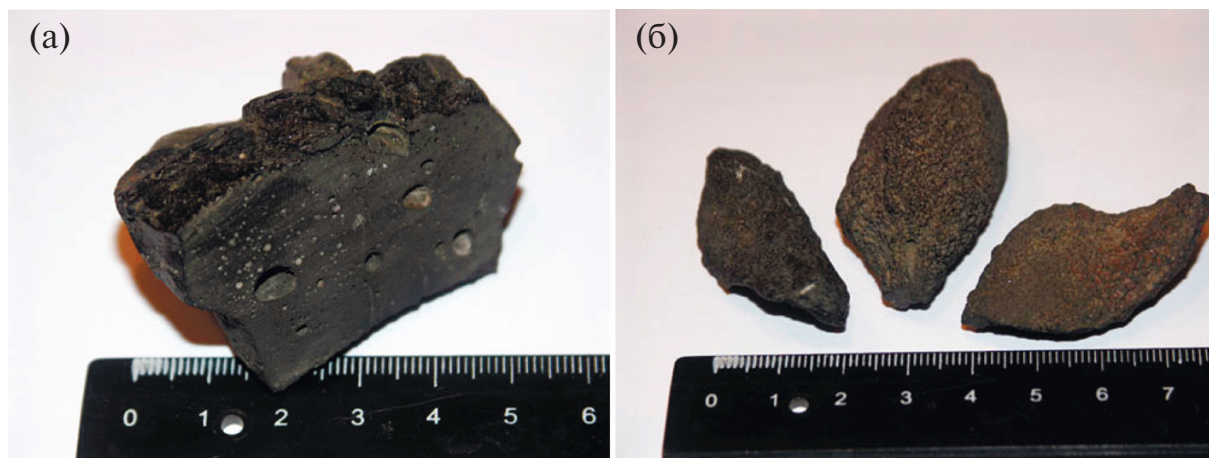


Рис. 3. Образец афирового миндалекаменного базальта (а) и мини-бомбы (б).

эхолотов были обнаружены фумаролы (см. рис. 2, врезка) и выявлено два гидротермальных поля размером 140×140 м и 80×80 м [Гавриленко, 1997; Гавриленко и др., 1980; Gorshkov et al., 1982; Puteanus et al., 1990; Taibi, 1992]. В изученных газовых выходах концентрация метана составляет 2.9×10^4 нмоль/л [Taibi, 1992].

В привершинной части подводного вулкана Эсмеральда установлены выходы лавовых потоков [Горшков и др., 1980; Селиверстов, 1987; Селиверстов, Бондаренко, 1983].

К вулкану Эсмеральда приурочена дипольная аномалия магнитного поля ΔT_a юго-западного простирания интенсивностью более 1000 нТл, а градиентная зона проходит через южный гребень кратера. Магнитное поле осложнено локальными аномалиями интенсивностью до 800 нТл [Горшков и др., 1980; Рашидов и др., 1981; Родников и др., 2014; Kim et al., 2009; Kim et al., 2008].

Постройка подводного вулкана Эсмеральда неоднократно драгировалась как российскими, так и иностранными учеными. В рейсе НИС “Томас Вашингтон” было выполнено два драгирования: центрального кратера в интервалах 300–100 м и западного склона в интервалах 1200–800 м [Stern, Bibee, 1980, 1984]. В 69 рейсе НИС “Зоне” в 1990 г. в прикратерной части вулкана было выполнено три драгирования в глубинном интервале 114–63 м, подняты разнообразные вулканические породы, наиболее распространенными среди которых являются в различной степени литифицированные вулканические брекчии и афировые высокопористые базальты со стекловидными краями и шероховатой поверхностью типа

аа-лавы [Puteanus et al., 1990]. Цитируемые авторы, основываясь на величине и однородности извергнутой вулканической брекчии, предположили, что брекчия могла образоваться во время извержения, произошедшего после обрушения вершинной кальдеры. В 4-м и 5-м рейсах НИС “Вулканолог” на разных участках вулканического массива с различных горизонтов проведено 42 драгирования.

В пределах вулканического массива опробованы различные типы горных пород [Горшков и др., 1980; Gorshkov et al., 1982; Baker, Eggler, 1987; Dixon, Stern, 1983; Ito, Stern, 1986; Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989]. Порфиновые базальты и андезибазальты слагают постройку центрального конуса. Лавовые потоки афировых базальтов тяготеют к молодым конусам. Пористые афировые базальты (рис. 3а) имеют более свежий облик по сравнению с порфировыми базальтами. Наиболее свежий материал поднят с лавового потока отдельного конуса на северо-западном склоне. Габброиды и долериты опробованы в привершинной части и в стенках кратера вулкана Эсмеральда, а также на южной постройке. По минеральному составу выделяются плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты, плагиоклаз-клинопироксеновые андезибазальты, плагиоклаз-пироксен-оливиновые габброиды и долериты [Горшков и др., 1980; Stern et al., 1989].

В 2001 г. в рейсе НИС “Мелвилле” на северной постройке вулканического массива с глубины 888 м были подняты железомарганцевые корки [Knaack, 2021; Knaack et al., 2021].

В 2007 г. в рейсе НИС “Оннури” в глубинном интервале глубин 100–80 м в центре и на юго-западной и юго-восточной стенках кратера подводного вулкана Эсмеральда были опробованы базальты, железомарганцевые корки и гидротермально-измененные породы [Kim et al., 2008].

Габброиды и долериты опробованы в стенках кратера и в привершинной части центрального конуса, а также на южной постройке. Гидротермально-измененные породы и фумарольные новообразования подняты при драгировании фумарольной площадки и прилегающих участков кратера на глубинах от 100 до 80 м. Новообразования представлены корочками и обломками (до 2×3 см) самородной серы, гипсом, опалитами, алунидами, гидроокислами и сульфидами железа [Горшков и др., 1980; Gorshkov et al., 1982; Puteanus et al., 1990; Stüben et al., 1992; Taibi, 1992]. Здесь развиты кристаллические формы серы в ромбической и тетрагонально-бипирамидальной формах [Taibi, 1992].

Вулканокластический материал (см. рис. 36) повсеместно покрывает склоны постройки и прилегающие участки дна. Вулканогенно-осадочные отложения (туфы, туфопесчаники, туфогравелисты) опробованы в неактивной части кратера центрального конуса и на склонах северного и южного конусов. Органогенные известняки покрывают вершины и склоны древних вулканических построек [Горшков и др., 1980; Gorshkov et al., 1982].

Со склонов подводного вулкана Эсмеральда подняты железомарганцевые образования гидротермального генезиса [Аникеева и др., 2008; Гавриленко, 1981, 1997; Горшков и др., 1980; Дубинин и др., 2008; Kim et al., 2008].

На глубинах 1300–1000 м опробованы плотные железомарганцевые корки толщиной 5–10 мм, а на глубинах 800–300 м на поверхности этих корок отмечены свежие железомарганцевые налеты [Гавриленко, 1981, 1997; Горшков и др., 1980]. В драгированных гидротермальных низкотемпературных железомарганцевых корках содержание Fe достигает 18.53%, Mn – 42.77%, Co – 0.55%, Al – 9.59%. Содержание Cu достигает 945 г/т [Гавриленко, 1981, 1997]. Корки сложены вернадитом, нонтронитом, “Са-бернесситом”, Fe-вернадитом, ферроксигитом, ферригидритом, протоферригидритом, Mn-ферроксигитом. Гидротермальные корки представляют собой в основном пиритовые, марказитовые и

отчасти обогащенные серой прослои [Аникеева и др., 2008; Дубинин и др., 2008; Taibi, 1992].

В пределах привершинной части северной постройки в 4-м рейсе НИС “Вулканолог” в глубинном интервале 350–160 м были драгированы органогенные известняки, алевролитовые туфы, туфопесчаники и англомераты, а на ее северном склоне, на глубине 1900 м – глинистые корки и органогенные известняки.

В 5-м рейсе НИС “Вулканолог” в пределах привершинной части южной постройки на глубине ~1000 м были опробованы светлые фораминиферовые известняки, покрытые железомарганцевой коркой. На южном склоне этой постройки в глубинном интервале 1300–1200 м опробованы обломки афировых и порфириковых базальтов, габбро и значительное количество долеритов.

В 69 рейсе НИС “Зоне” в 1990 г. подняты вулканические породы и гидротермальные осадки [Puteanus et al., 1990].

Драгированные породы оказались сильно дифференцированными по величине естественной остаточной намагниченности J_n и магнитной восприимчивости [Горшков и др., 1980; Пилипенко и др., 2012а, 2012б; Рашидов и др., 1981, 2014]. Наиболее магнитными являются плотные афировые базальты, а их J_n достигает 199 А/м. Пористые афировые базальты имеют J_n и фактор Кенигсберга в три раза ниже, а андезибазальты и габброиды на порядок ниже. Измененные разности базальтов слабо намагничены, а туфопесчаники и органогенные известняки практически немагнитны.

Несмотря на длительную историю изучения подводного вулкана Эсмеральда, сведения о химическом составе слагающих его горных пород достаточно ограничены.

Данные о силикатном составе двух андезибазальтов, опробованных в глубинном интервале 460–290 м, трех базальтах, драгированных в интервале 240–80 м, и одном габбро, поднятом с глубин 240–140 м, представлены в работе [Горшков и др., 1980]. Также в цитируемой работе приводятся данные о количественно-минеральном составе 7 образцов порфириковых базальтов, трех образцов долерито-базальтов и 5 образцов габбро, опробованных в глубинном интервале 140–80 м.

Р. Штерн и Л. Биби [Stern, Bibee, 1980] приводят средний химический состав лав четырех

образцов, драгированных в прикратерной части с глубин 300–100 м (драга М45) и 6 образцов с западного склона вулкана с глубин 1200–800 м (драга М46). При этом установлено, что средние значения отношений $K/Rb = 488 \pm 21$ и $K/Ba = 28.8 \pm 3.8$. Судя по составу редкоземельных элементов базальта, отобранного в кратере вулкана, и трех образцов базальта, отобранных на его западном склоне, эти породы обогащены легкими редкоземельными элементами (Ce, Nd, Sm) по сравнению с тяжелыми редкоземельными элементами (Gd, Dy, Er, Yb). В цитируемой работе приведены данные и по изотопному составу Sr и Nd.

Т. Диксон и Р. Штерн [Dixon, Stern, 1983] указывают несколько другие интервалы драгирования на станциях М45 и М46 – 294–165 м и 1130–840 м соответственно, и приводят анализы двух образцов, опробованных в прикратерной части, и трех образцов – на западном склоне подводного вулкана.

В работе [Stern, Bibee, 1984] представлены конкретные химические анализы этих же образцов, и установлено, что в прикратерной зоне опробованы базальты, а на западном склоне – андезибазальты и базальты.

Д. Байкер и Д. Эгглер [Baker, Eggler, 1987] приводят химический анализ одного образца вулканического стекла, поднятого с западного склона в драге М46.

Дж. Пирс с соавторами [Pearce et al., 2005] описывают химические анализы породообразующих, редких и редкоземельных элементов образцов, драгированных на станциях D20 на западном склоне вулкана Эсмеральда, М46 на юго-восточном склоне, D24 и D28, расположенных соответственно в 22 км и 26 км к северо-востоку от вершины вулкана Эсмеральда. Вызывает недоумение различие в местоположениях станции М46 приведенное в цитируемой работе и в работах [Stern, Bibee, 1980, 1984], но ничего конкретного об этом сказать нельзя.

В работе [Колосков и др., 2020] представлены данные о химическом составе базанита, опробованного на подводном вулкане Эсмеральда, в котором встречено включение шпинель-лерцолитового ксенолита.

В статье [Wang et al., 2021] приведены химические анализы изотопов Ca и породообразующих,

редких и редкоземельных элементов образцов четырех базальтов, отобранных в глубинном интервале 1900–1300 м, но, к сожалению, не указано в каком месте вулканической постройки был проведен отбор образцов.

Полученная нами информация об особенностях горных пород, слагающих подводный вулкан Эсмеральда, позволяет получить новые важные сведения о характере его вулканической деятельности и, вероятнее всего, будет востребована специалистами, занимающимися островодужным подводным вулканизмом Тихого океана.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Нами были изучены образцы горных пород, драгированных на подводном вулкане Эсмеральда в 4-м и 5-м рейсах НИС “Вулканолог” в 1978 г., из коллекции, надлежащим образом хранящейся в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Определение породообразующих окислов пород выполнено методом “мокрой” химии, редких и редкоземельных элементов – инструментальным нейтронно-активационным, эмиссионно-спектральным и методом индуктивно-связанной плазмы (ICP) в Геологическом институте (ГИН) РАН по стандартным методикам. Составы породообразующих минералов определялись на рентгеновском микроанализаторе “Camebax” в Институте вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН с установленным энергодисперсионным спектрометром INCA, с площадью кристалла 80 мм². Ток в режиме энергодисперсионного спектрометра на эталоне Ni – 20 на, ускоряющее напряжение – 20 кВ, экспозиция – 10–15 сек. В качестве эталонов использовались: голубой диопсид (Si, Mg, Ca), синтетический ильменит (Fe, Ti), синтетический фосфат алюминия (Al, P), альбит (Na), ортоклаз (K), синтетическая окись хрома (Cr), родонит (Mn), синтетическая никелевая шпинель NiFe₂O₄ (Ni), целестин (Sr). Исследования проводились в аншлифах пород, напыленных углеродом. Точность анализа – для макрокомпонентов около 0.25–2% и для малых содержаний – около 10–30%.

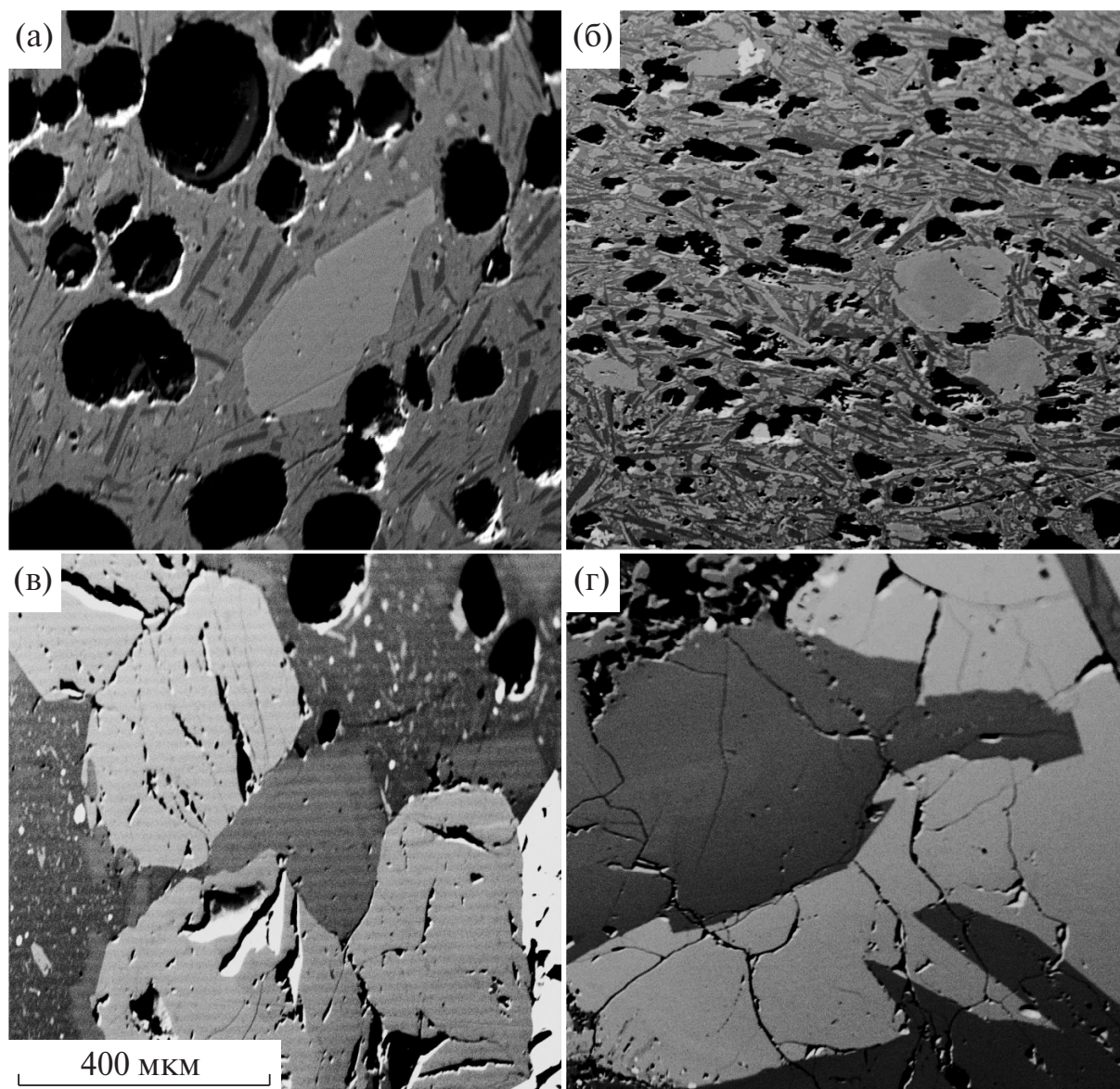


Рис. 4. Аншлифы пород. Изображение в упруго-отраженных электронах (BSE).
а – базальт; б – андезибазальт; в – дацит; г – габбро.

ОСОБЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКУЮ ПОСТРОЙКУ

Петрографическая и минералогическая характеристики образцов

В результате проведенных исследований установлено, что базальты, слагающие вулканическую постройку, представлены оливин-плагиоклазовыми (Ol-Pi) и оливин-клинопироксеновыми (Ol-Cpx) разностями, часто со стекловатой, насыщенной микролитами плагиоклаза, структурой.

Например, порода в обр. В4-3а (рис. 4а) является стекловатым, пористым, толеитовым Ol-Pi базальтом с редкими вкрапленниками плагиоклаза размером до 1.5 мм и оливина размером до 1 мм. Стекло насыщено зональными вкрапленниками плагиоклаза, состав которых меняется от An_{86} в центре до An_{75} в краевой части и отличается повышенным до 1% в среднем содержанием железа (Fe_2O_3). Оливин не зональный, Fo_{66} .

Аналогичный по структуре клинопироксен-плагиоклазовый (Cpx-Pi) базальт (обр. В4-6) представлен плагиоклазом An_{53} и клинопироксеном с $Mg\# = 62$, $Woll = 33$. Магнетит содержит около 14% TiO_2 .

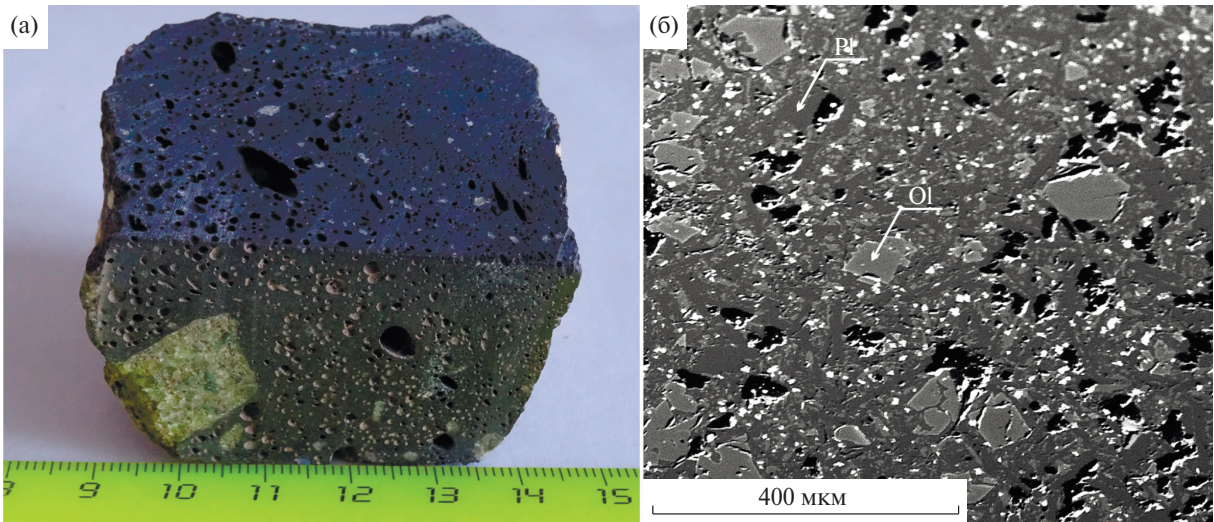


Рис. 5. Базанит с включением ксенолита шпинелевого лерцолита В4-1 (а) и аншлиф (б). Изображение в упруго-отраженных электронах (BSE); Pl – плагиоклаз; Ol – оливин.

Таблица 1. Состав стекловатой основной массы образца В4-1 (мас. %)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Среднее	52.65	1.84	17.29	0.00	0.00	7.91	0.12	1.24	3.42	6.97	6.55	1.60	99.61
±	0.75	0.11	0.21	0.00	0.00	0.29	0.07	0.17	0.34	0.28	0.36	0.08	

Примечание. Среднее из 5 анализов. Составы породообразующих минералов определялись на рентгеновском микроанализаторе “Camebax” в ИВиС ДВО РАН, аналитик В.В. Ананьев.

Андезибазальты представлены Pl–Срх разностями, часто со стекловатой, насыщенной микролитами плагиоклаза структурой. Рассмотренный в качестве примера обр. В4-2 (см. рис. 4б) является стекловатым, пористым, толеитовым Pl–Срх андезибазальтом с редкими вкрапленниками плагиоклаза размером до 200 мк и клинопироксена размером до 200 мк. Стекло насыщено мелкими лейстами плагиоклаза и пироксена. Состав плагиоклаза изменяется от An₄₀ в микролитах, до An₆₀ во вкрапленниках и отличается повышенным до 1.5% в среднем содержанием железа (Fe₂O₃). Состав клинопироксена меняется от субкальциевого авгита в микролитах (Woll = 14%) до авгита Woll = 44%. Магнезиальность Mg# = 60 ± 5. Магнетит содержит 15% TiO₂.

Опробованный обр. В4-3/1 (см. рис. 4в) является порфировым дацитом с крупными вкрапленниками плагиоклаза, клино- и ортопироксена и магнетита часто присутствующих в гломеропорфировых сростках, размером

0.3–0.8 мм. Основная масса представлена кислым (~70% SiO₂) стеклом, насыщена микролитами (<5–10 мк). Плагиоклаз слабозональный у краев, средним составом An_{81±3}, отличается повышенным содержанием железа (до 1% Fe₂O₃). Кристаллы клинопироксена не зональные с Mg# = 75 ± 1, En₄₄, Fs₁₅, Woll₄₁. Кристаллы ортопироксена не зональные с Mg# = 74 ± 1, En₇₂, Fs₂₅, Woll₀₃. Магнетит содержит в среднем 4% TiO₂, 3.4% Al₂O₃, 2.5% MgO.

Габбро (см. рис. 4г) представлены полнокристаллической породой разной степени крупнозернистости, состоящей из плагиоклаза, орто-, клинопироксена, оливина и магнетита. Редко встречается ильменит. Встречающийся ортопироксен представлен практически чистым гиперстеном с весьма незначительными примесями алюминия и титана, с Mg# = 30–50, повышенным до 1.5% MnO и содержанием CaO 1–1.5%. Рассмотренный в качестве примера обр. В4-7/3, состоит из Pl, Срх, Mt. Плагиоклаз имеет крупные, часто >1 мм, кристаллы с An₈₀ в центре и до

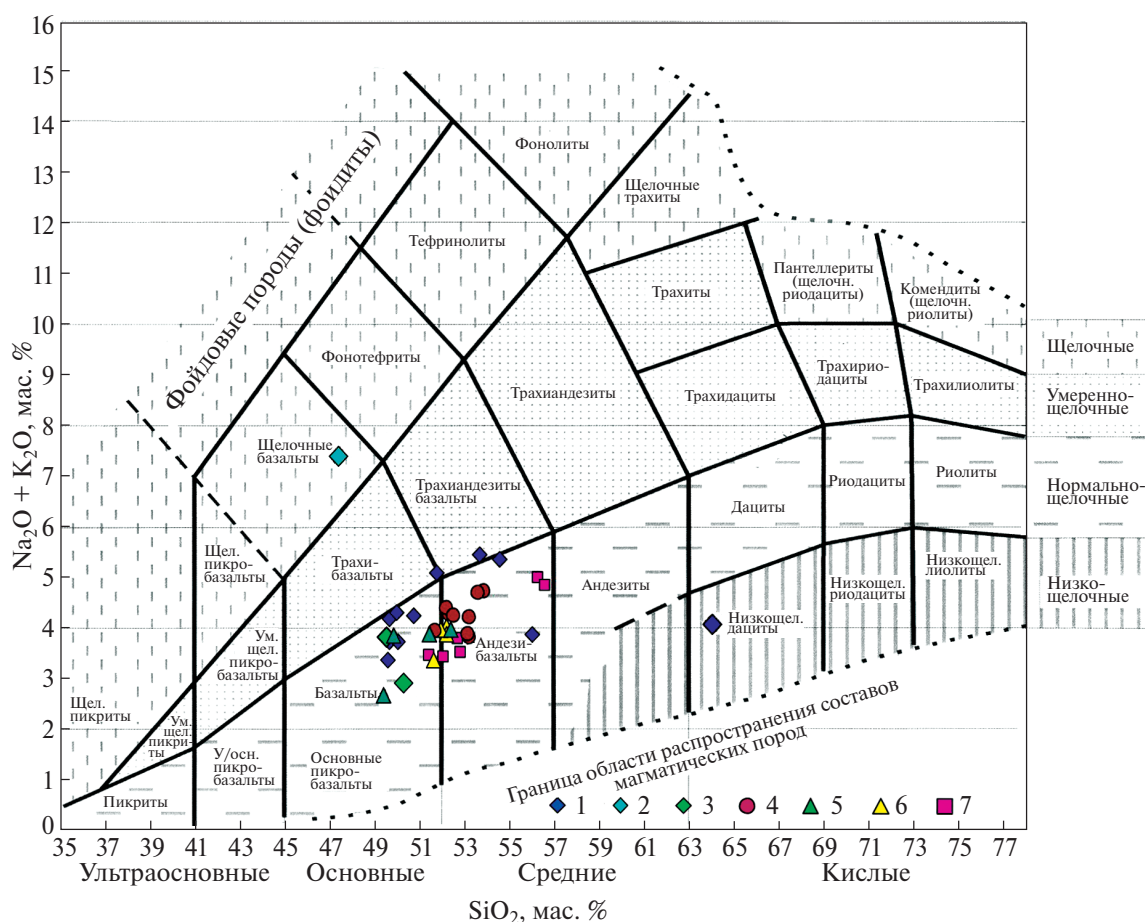


Рис. 6. Диаграмма химической классификации магматических пород, сумма щелочей — кремнезем, (TAS).

1–3 — данные авторов настоящей статьи: 1 — эффузивы, 2 — щелочной базальт, 3 — габбро; 4 — данные из работы [Stern, Bibee, 1984]; 5 — данные из работы [Pearce, 2005]; 6 — данные из работы [Wang и др., 2020]; 7 — данные из работы [Горшков и др., 1980].

An_{30} на краевой кайме. Характерно повышенное содержание железа, до 1% Fe_2O_3 . Клинопироксен сложен крупными, часто >1 мм, незональными кристаллами с $Mg\# = 61 \pm 7$ и $Woll = 39 \pm 2$. Магнетит часто без титана или с его незначительным количеством. Один из образцов габбро представлен высокомагнезиальной разностью с содержанием $MgO = 9.79\%$, что отличает его от остальных образцов, содержащих $\sim 3.5\%$ MgO .

Образец В4-1 является щелочным ($Na_2O + K_2O = 7.27\%$) базальтом (в дальнейшем именуемым базанитом), содержащим включения шпинель-лерцолитовых ксенолитов (рис. 5а), описан в работе [Колосков, 2020]. Он представлен субафировой, пористой ОI-Pl разностью, с тонкозернистой, стекловатой, насыщенной микролитами плагиоклаза основной массой (см. рис. 5б). Плагиоклаз равномерно распределен по основной массе породы и представлен

мелкими, до 100 мк по длинной оси зернами, вытянутыми или, реже, близкими к квадрату формами (см. рис 5б). Состав плагиоклаза равномерный и отвечает анортиту $An_{57 \pm 0.02}$, с незначительной примесью ортоклазового минала ($Ort_{3.7 \pm 0.006}$). Химический состав минерала отличается повышенным содержанием оксидов железа — $1.00 \pm 0.20\%$ (Fe_2O_3), титана ($0.20 \pm 0.05\%$) и стронция ($0.65 \pm 0.07\%$). Повышенное содержание Sr указывает, что практически весь этот элемент концентрируется в плагиоклазе. Оливин представлен мелкими зернами средним размером 50–100 мк, редко встречаются кристаллы размером до 0.5 мм. Состав мелких кристаллов (до 100 мк) отвечает Fo_{80-77} , более крупные кристаллы часто зональны, от Fo_{91-85} — в центре и до Fo_{77} — на краю. Содержание оксида никеля колеблется от <0.1 до 0.44% и растет с увеличением форстеритового минала, содержание оксида кальция, наоборот, падает от 0.31

Таблица 2. Состав пород, драгированных в 4 и 5 рейсах НИС “Вулканолог”

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	В4-1	В4-3а	В4-31	В4-3/3	В4-27	В4-30	В5-6-72	В4-5/1	В4-6	В4-2
SiO ₂	46.61	48.53	48.54	48.54	49.00	49.09	49.84	50.73	52.35	53.28
TiO ₂	2.31	1.24	1.35	1.25	1.29	1.29	1.28	1.42	1.50	1.44
Al ₂ O ₃	15.49	17.42	16.96	16.93	18.81	17.59	17.97	15.98	13.51	13.75
Fe ₂ O ₃	0.17	4.65	2.97	4.91	2.79	3.63	1.66	3.31	2.04	1.22
FeO	12.18	8.81	10.89	8.54	9.29	9.94	10.19	9.35	13.00	12.93
MnO	0.17	0.16	0.24	0.16	0.17	0.18	0.18	0.18	0.29	0.27
MgO	6.66	3.21	2.89	3.45	2.41	2.85	2.76	2.81	2.30	2.37
CaO	6.85	10.83	9.90	10.56	10.08	10.03	10.10	9.28	7.16	6.98
Na ₂ O	4.52	2.82	3.22	3.19	3.69	3.15	3.66	4.34	3.95	3.89
K ₂ O	2.75	0.49	0.87	0.47	0.53	0.52	0.52	0.66	1.38	1.36
P ₂ O ₅	0.59	0.16	0.14	0.15	0.17	0.16	0.16	0.27	0.22	0.22
ППП	1.36	1.31	1.22	1.24	1.10	1.21	1.23	0.80	1.45	1.44
Сумма	99.66	99.63	99.19	99.39	99.33	99.64	99.55	99.13	99.15	99.15
Sc	17	40	38	39	39	40	37	46	39	40
V	159	450	380	440	460	460	440	550	203	218
Cr	291	46	17	46	50	49	50	43	6	7
Co	40	67	33	66	64	63	62	70	23	20
Ni	223	10	16	14	14	19	16	14	9	10
Cu	44	250	233	250	240	260	250	280	309	317
Zn	118	100	113	110	100	100	100	120	150	165
Ga	18	15	17	16	16	17	17	17	15	15
Rb	76	13	15	13	14	13	13	18	27	26
Sr	822	370	400	370	380	380	380	380	370	371
Ba	743	240	268	240	270	260	240	270	501	462
Y	28	25	26	26	27	27	26	32	46	45
Zr	262	74	68	74	76	75	74	81	108	109
Nb	66.0	—	3.1	—	—	—	—	—	3.0	3.3

№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ обр.	В4-7/10	В4-3/1	В4-7/3	В5-6-82	7/1	3/18Б	31/2	6/2	6/1	7/6
SiO ₂	55.00	62.99	48.64	50.32	50.76	51.12	52.65	55.42	55.68	51.36
TiO ₂	1.33	0.43	1.20	0.80	0.88	0.92	0.97	1.12	1.12	0.94
Al ₂ O ₃	17.23	16.22	18.79	15.57	18.05	17.79	17.25	13.41	12.78	15.27
Fe ₂ O ₃	4.63	2.30	1.78	2.25	2.44	2.02	2.67	1.91	1.87	5.73
FeO	4.03	3.90	9.50	6.70	8.50	8.32	8.44	10.71	10.86	6.31
MnO	0.06	0.10	0.20	0.38	0.20	0.20	0.20	0.27	0.27	0.20
MgO	3.72	1.94	3.37	9.79	3.42	3.36	3.31	2.62	3.10	3.58
CaO	8.48	6.45	10.89	10.16	11.06	11.06	10.69	7.94	7.72	10.69

Таблица 2. Окончание

Na ₂ O	3.43	2.99	3.16	2.30	2.57	2.49	2.62	3.39	3.31	2.81
K ₂ O	0.38	1.03	0.60	0.62	0.85	0.88	0.88	1.55	1.47	0.88
P ₂ O ₅	0.35	0.21	0.14	0.17	0.21	0.19	0.21	0.34	0.34	0.19
ППП	0.49	0.74	1.06	1.13	0.38	1.21	0.81	0.84	0.84	1.77
Сумма	99.13	99.30	99.33	100.19	99.32	99.56	100.70	99.52	99.36	99.73
Sc	34	25	36	—	—	—	—	—	—	—
V	380	230	575	—	—	—	—	—	—	—
Cr	48	50	25	—	—	—	—	—	—	—
Co	38	21	33	—	—	—	—	—	—	—
Ni	22	8	14	—	—	—	—	—	—	—
Cu	160	180	92	—	—	—	—	—	—	—
Zn	24	62	87	—	—	—	—	—	—	—
Ga	16	13	16	—	—	—	—	—	—	—
Rb	1	27	8	—	—	—	—	—	—	—
Sr	420	650	395	—	—	—	—	—	—	—
Ba	360	250	148	—	—	—	—	—	—	—
Y	29	18	17	—	—	—	—	—	—	—
Zr	88	56	44	—	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	2.9	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 – щелочной базальт [Колосков и др., 2021]; 2–8, 15–16 – базальт; 9–11, 17–19 – андезибазальт; 12 – дацит; 13–14, 20 – габбро (1–14 – данные авторов; 15–20 – данные из работы [Горшков и др., 1980]). Определение породообразующих окислов пород выполнено методом “мокрой” химии, редких элементов – инструментальным нейтронно-активационным, эмиссионно-спектральным в ГИН РАН, аналитики А.С. Гор и М.В. Родченко.

до <0.1%. Состав основной массы образца измерен в сканирующем режиме на площадках 100×100 мк, при этом потерь точности анализа практически не происходит. Было измерено 5 подобных участков, не содержащих крупных микролитов, и установлено, что состав основной массы близок к составу высокощелочного андезибазальта (тефрифонолита, по диаграмме TAS), отличается высоким содержанием оксидов калия, натрия, фосфора и низким содержанием магния и кальция (табл. 1). Содержание стронция в основной массе <0.1%, т.е. данный микроэлемент в значимых количествах концентрируется только в плагиоклазе.

Химический состав пород

В результате ревизии имеющейся в нашем распоряжении коллекции горных пород, драгированных на подводном вулкане Эсмеральда в 4-м и 5-м рейсах НИС “Вулканолог”, были

получены новые данные о силикатном [Ананьев и др., 2023] и редкоэлементном составах еще 12 образцов (табл. 2). Кроме того, приведен один ранее неопубликованный силикатный анализ, выполненный в Институте вулканологии ДВО РАН (см. табл. 2, обр. В5-6-82).

На диаграмме TAS практически все точки составов лежат в области пород нормальной щелочности, за исключением одного анализа (см. табл. 2, обр. В4-1) попадающего в поле щелочных базальтов (рис. 6). По кремнекислотности практически все анализы соответствуют базальтам–андезибазальтам и лишь один образец (см. табл. 2, обр. В4-3/1) является дацитом.

По петрохимическим характеристикам все анализы, кроме одного образца (см. табл. 2, обр. В4-1), соответствуют островодужной толеитовой высокожелезистой серии пород (рис. 7а–7в). На дискриминантной диаграмме [Mullen 1983] (см. рис. 7б) фигуративная точка

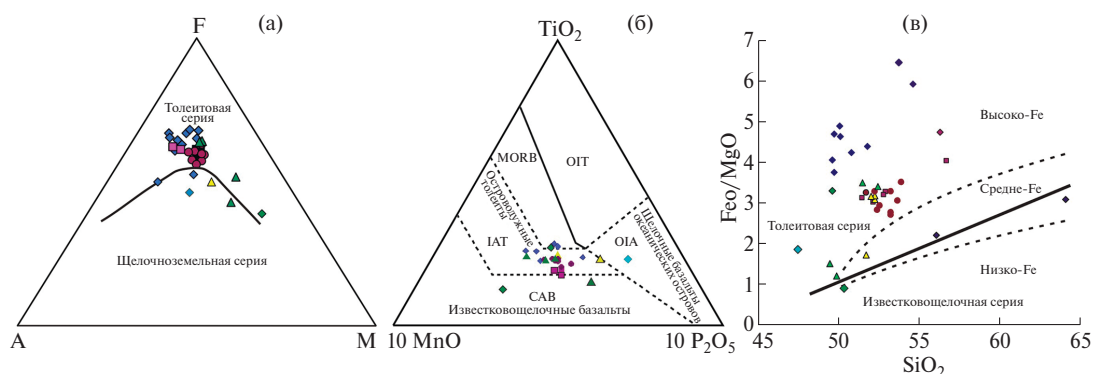


Рис. 7. AMF дискриминантная диаграмма [Irvine, Baragar, 1971] (а), $\text{MnO-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ дискриминантная диаграмма [Mullen, 1983] (б), $\text{SiO}_2\text{-FeO/MgO}$ дискриминантная диаграмма [Miyashiro, 1974] (в).
Условные обозначения см. рис. 6.

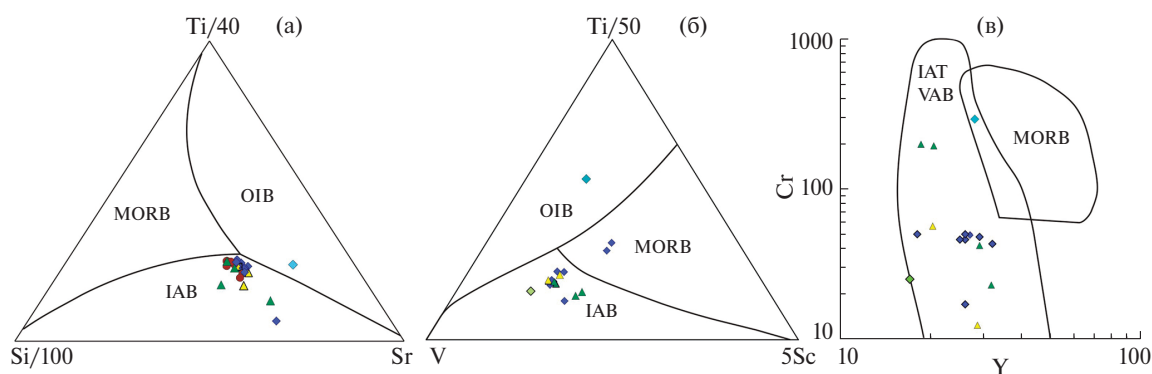


Рис. 8. Si-Ti-Sr дискриминантная диаграмма [Vermeesch, 2006] (а); V-Ti-Sc дискриминантная диаграмма [Vermeesch, 2006] (б); Cr-Y дискриминантная диаграмма [Pearce et al., 1981] (в).
Условные обозначения см. рис. 6.

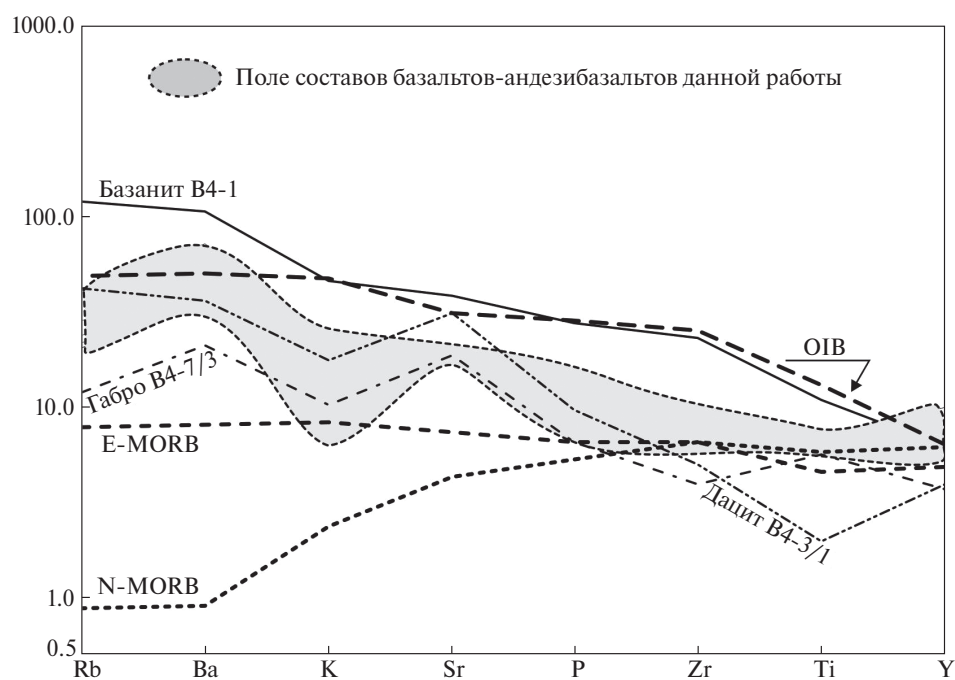


Рис. 9. Нормализованные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] редкие элементы.

анализа обр. В4-1 попадает в поле щелочных базальтов океанических островов (ОИА).

Микроэлементный состав пород, за исключением базанита (табл. 3), определен только частично, поэтому сравнительная геохимия пород определяется по имеющемуся в настоящее время набору микроэлементов.

На диаграммах (см. рис. 7б, 8) практически все фигуративные точки микроэлементных составов исследуемых пород попадают в поля островодужных толеитов (IAB, IAT) и только состав базанита попадает в поле ОИБ. На спайдер-диаграмме (рис. 9) можно видеть, что положение поля базальтов-андезибазальтов, а также тренда дацита и габбро, находится выше тренда E-MORB, приближаясь к тренду ОИБ, а концентрации Zr и Ti сравнимы или меньше, чем в MORB, что и характерно для пород IAT.

Совокупность полученных нами данных позволяет сделать заключение, что все описываемые породы (за исключением базанита), как по составу макроэлементов (см. рис. 7), так и микроэлементов (см. рис. 8, 9), соответствуют железистым островодужным толеитам (IAB, IAT), что, в общем, отвечает их геологическому положению в задуговом бассейне Марианской островодужной системы.

Фигуративные точки состава базанита на диаграммах (см. рис. 4б, 5а, 5б) и тренд базанита на спайдер-диаграммах (рис. 10а, 10б) практически полностью соответствует тренду базальтов ОИБ. По сравнению с базальтами MORB (см. рис. 10а, 10б), состав базанита отличается высоким содержанием LILE (Rb, Ba, Sr) и HFSE (Y, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, L-MREE) элементов (см. табл. 3) и имеет более высокие концентрации K, Rb, Ba, Sr, Ti, Zr, Y, P для всех исследованных нами пород (см. рис. 9).

Имеющиеся геохимические данные позволяют отнести базанит к типу щелочных базальтов океанических островов (ОИБ, ОИА). Породы подобного типа не известны в составе Марианской островодужной дуги и Марианского трога и не были ранее обнаружены в составе вулканитов Марианского задугового бассейна.

В тропическую зону, в которой расположен активный подводный вулкан Эсмеральда, образец базанита не мог попасть в результате ледового разноса, и, маловероятно, что кто-то

Таблица 3. Репрезентативный анализ редких и редкоземельных элементов в образце В4-1 (ppm)

Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Ba	La
8.5	2.2	15.4	157.0	399.0	43.0	207.0	35.0	21.5	74.0	816.0	23.6	291.0	72.5	3.3	2.2	0.2	0.8	561.0	53.0
Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U
100.0	11.3	44.0	8.0	2.5	7.8	1.0	5.5	1.0	2.5	0.3	1.8	0.3	6.6	4.4	1.4	0.1	5.2	8.6	1.9

Примечание. Анализы выполнены методом индуктивно-связанной плазмы (ICP) в ГИН РАН, аналитик О.И. Окина.

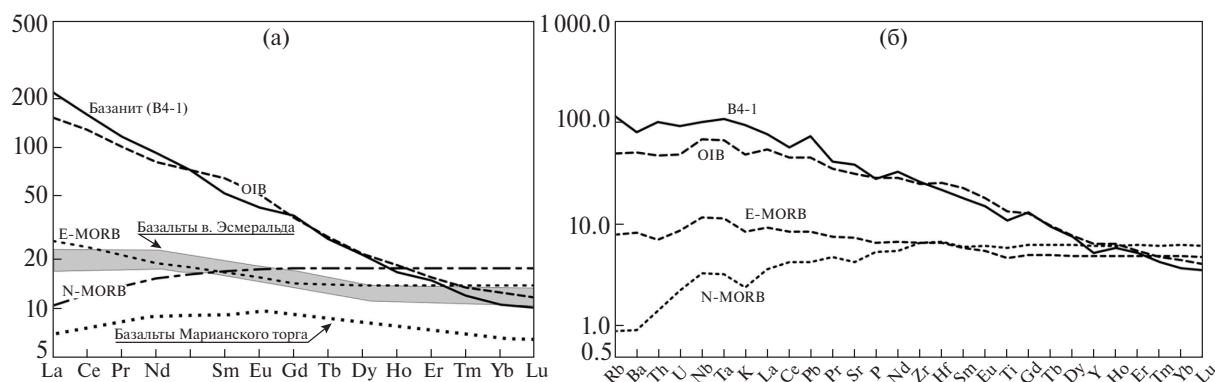


Рис. 10. Нормализованные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] данные по РЗЭ базальтов вулкана Эсмеральда, Марианскому тропу [Stern, Bibee, 1984] и базаниту B4-1 (а) и нормализованные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] редкие и редкоземельные элементы в базаните B4-1 (б).

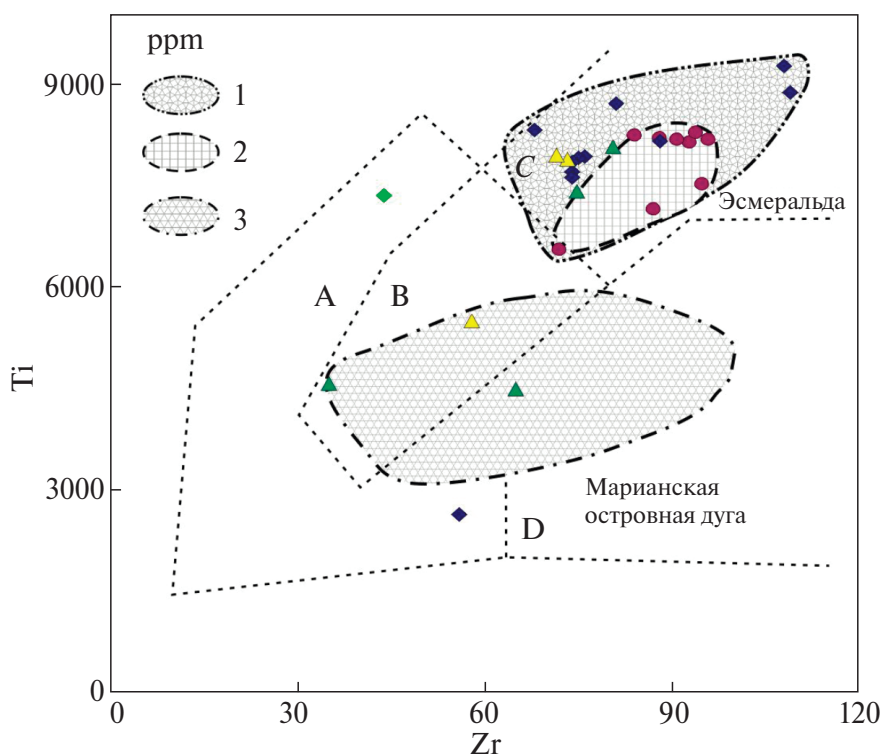


Рис. 11. Ti-Zr дискриминантная диаграмма.

1 — зона составов вулкана Эсмеральда (по нашим данным); 2 — зона составов (по [Stern, Bibee, 1984]); 3 — зона составов Марианской островной дуги; В и С — поле базальтов океанического дна; А и В — поле островодужных толеитов; А, В и D — поле щелочноземельной серии пород.

Условные обозначения см. рис. 6.

целенаправленно выбросил этот образец с борта проходящего морского судна, или пролетающего воздушного судна. Форма образца, по мнению авторов настоящей работы, имеющих большой опыт морских экспедиционных исследований, говорит о его коренном залегании. Находка базанита, как и многочисленные образцы габбро, опробованные в прикратерной

зоне, являются несомненным везением и в очередной раз показывают, что геологическое опробование подводных вулканов из-за недостатков методики, судового времени и финансирования, до сих пор является несовершенным, а лабораторные исследования, к большому сожалению, проводятся на ограниченном количестве образцов.

Полученные нами данные о составе драгированных пород в 4-м и 5-м рейсах НИС “Вулканолог” (рис. 11) расширяют известное ранее поле составов пород массива Эсмеральда, графически представленное на диаграмме Ti–Zr, опубликованной в работе [Stern, Bibee, 1984].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное обобщение оригинальных данных и литературного материала позволило получить наиболее полную в настоящий момент информацию о строении, вулканической активности, фумарольной деятельности и геофизических характеристиках подводного вулкана Эсмеральда, которую в дальнейшем можно рассматривать с различных точек зрения.

На современном уровне изучены образцы горных пород, драгированных в 4-м и 5-м рейсах НИС “Вулканолог” в январе и июле 1978 г. с постройки подводного вулкана и определены их петролого-минералогические и геохимические особенности, что позволило расширить геохимический спектр пород, слагающих этот вулкан.

Впервые при изучении подводного вулкана Эсмеральда обнаружены и описаны образцы дацита и базанита. Это говорит о том, что петрохимическое разнообразие подводного вулкана Эсмеральда шире, чем представлялось ранее.

Для всех драгированных пород отмечены повышенные концентрации некогерентных LILE и в меньшей степени HFSE элементов. Основная часть пород относится к ассоциации островодужных железистых толеитов (IAB, IAT), состав единственного образца базанита, соответствует щелочным базальтам океанических островов (OIB, OIA). В минералогическом аспекте характерно повышенное содержание железа во вкрапленниках плагиоклаза, что подтверждает приверженность пород к высокожелезистой толеитовой ассоциации. Высокое содержание стронция в плагиоклазе базанита, указывает на то, что стронций, в данном случае, можно только условно считать LILE-элементом и в процессе гравитационной дифференциации данной породы может произойти обеднение остаточного расплава этим элементом.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзаданий Лаборатории петрологии и геохимии ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский) и Лаборатории геологии и рудогенеза океанической литосферы ГИН РАН (г. Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Состав пород подводного вулкана Эсмеральда (Марианская островная дуга) // Вулканизм и связанные с ним процессы // Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2023 г. / Главный редактор член-корр. РАН А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. С. 14–17.
- Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10–31.
- Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
- Гавриленко Г.М. Подводный вулкан Эсмеральда и связанное с ним железомарганцевое рудообразование // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 51–55.
- Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железо-марганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 164 с.
- Гавриленко Г.М., Горшков А.П., Скрипко К.А. Активизация газо-гидротермальной деятельности подводного вулкана Эсмеральда в январе 1978 г. и ее влияние на химический состав морской воды // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 19–29.
- Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65–78.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 475 с.
- Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. № 10. С. 1280–1303.
- Колосков А.В., Рашидов В.А., Ананьев В.В. Первая находка шпинель-лерцолитового ксенолита “неофиолитового типа” в задуговом бассейне Марианской островодужной системы // Океанология. 2020. № 4. С. 629–647.
- Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород // Материалы международной школы-семинара

по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб.: СОЛО, 2012а. С. 184–191.

Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана // Материалы II Школы – семинара “Гординские чтения”, Москва, 21–23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012б. С. 160–164.

Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Ладыгин В.М. Сравнительный анализ магнитных свойств пород пяти действующих подводных вулканов западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 37–52.

Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов Минами-Хиоси и Фукудзин (Марианская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 55–64.

Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н. Магнитные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 213–218.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 79–89.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.

Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.

Селиверстов Н.И., Бондаренко В.И. Критерий диагностики и корреляции подводных вулканогенных образований по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 3–22.

Amon D., Fryer P., Glickson D. et al. Deepwater Exploration of the Marianas // New Frontiers in Ocean Exploration. The E/V Nautilus, NOAA Ship Okeanos Explorer, and R/V Falkor 2016 Field Season // Oceanography. 2017. V. 30. № 1. P. 60–65.

Asafuah T.K. Seismic constraints on the volcanoes and upper crustal structure of the Mariana Island Arc. Burnaby: Simon Fraser University, 2022. 144 p.

Baker E.T., Embley R.W., Walker S.L. et al. Hydrothermal activity and volcano distribution along the Mariana Arc // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. B08S09. <https://doi.org/10.1029/2007JB005423>

Baker D.R., Eggler D.H. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar:

Application to the Aleutian volcanic center of Atka // American Mineralogist. 1987. V. 72. P. 12–28.

Bloomer Sh.H., Stern R.J., Fisk E., Geschwind C.H. Shoshonitic Volcanism in the Northern Mariana Arc. 1. Mineralogic and Major and Trace Element Characteristics // Journal of Geophysical Research. 1989a. V. 94. № B4. P. 4469–4496.

Bloomer Sh.H., Stern R.J., Smoot N.Chr. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volcano Arcs // Bulletin Volcanology 1989b. V. 59. № 3. P. 210–224.

Davis R.D., Moyer C.L. Extreme Spatial and Temporal Variability of Hydrothermal Microbial Mat Communities Along the Mariana Island Arc and Southern Mariana Back-Arc System // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. B08S15. 17 p. <https://doi.org/10.1029/2007JB005413>

Dixon T.H., Stern R.J. Petrology, chemistry, and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc // Geological Society of America Bulletin. 1983. V. 94. № 10. P. 1159–1172.

Eiby G.A., Latter J.H. Volcanoes: A historical account and tribute to George Eiby and John Latter. Lower Hutt, N.Z.: GNS Science. Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication 149; GNS Science Miscellaneous Series 115. 2018. 224 p. <https://doi.org/10.21420/G2NS8Z>

Eldredge L.G. Summary of environmental and fishing Information on Guam and the Commonwealth of the Northern Mariana Islands: historical Background, description of the islands, and review of the climate, oceanography, and submarine topography. NOAA-TM-NMFS-SWFC-40. 1983. 192 p.

Embley R.W., Baker E.T., Chadwick W.W. et al. Explorations of Mariana Arc Volcanoes Reveal New Hydrothermal System // EOS. 2004. V. 85. № 4. P. 37–39.

Ewert J.W., Diefenbach A.K., Ramsey D.W. 2018 update to the U.S. Geological Survey national volcanic threat assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2018–5140. 2018. 40 p. <https://doi.org/10.3133/sir20185140>

Fouquet Y., Pelleter E., Konn C. et al. Volcanic and hydrothermal processes in submarine calderas: the Kulo Lasi example (SW Pacific) // Ore Geology Reviews. 2018. V. 99. P. 314–343. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.006>

Gorshkov A.P., Gavrilenko G.M., Seliverstov N.I., Scripko K.A. Geologic structure and fumarolic activity of the Esmeralda submarine volcano // Arquipelago. Univ. dos Azores. Ponta Delgado. 1982. P. 271–298.

Hess H.H. Major structural features of the western North Pacific an interpretation of H.O. 5484, bathymetric chart,

- Korea to New Guinea // Bulletin of the Geological Society of America. 1948. V. 59. P. 417–446.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. V. 8. № 2. P. 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Ito E., Stern R.J.* Oxygen- and strontium-isotopic investigations of subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 76. № 3–4. P. 312–320.
- Jackson M.C.* Petrology and petrogenesis of recent submarine volcanoes from the northern Mariana arc and back-arc basin / Ph.D. Dissert. University of Hawaii, 1989. 301 p.
- Kim Ch.H., Kim Ho., Jeong E.Y. et al.* A Study on the Hydrothermal Vent in the Mariana Trench using Magnetic and Bathymetry Data // Journal of the Korean Society of Oceanography. 2009. V. 14. № 1. P. 22–40 (in Korean).
- Kim Ho., Kim Ch.H., Jeong E.Y. et al.* A Study on Characteristics of Magnetism from Hydrothermal Vent Area on Esmeralda Bank in Mariana Arc // Geophysics and Geophysical Exploration. 2008. V. 10a. P. 27–32. (in Korean).
- Knaack D.R.* Bulk and triple oxygen isotope geochemistry of marine ferromanganese crusts, nodules, and deposits // A thesis submitted to the Department of Geological Sciences and Geological Engineering In conformity with the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. Ontario, Canada: Queen's University Kingston, 2021. 300 p.
- Knaack D.R., Sullivan K., Brown D.J. et al.* Geochemical and mineralogical composition of ferromanganese precipitates from the southern Mariana arc: Evaluation, formation, and implications // Chemical Geology. 2021. V. 568. Article 120132. 21 p. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120132>
- Kuno H.* Catalogue of the Active Volcanoes of the World Including Solfatara Fields. Part 11. Japan, Taiwan and Marianas. Intern. Assoc. of Volcanology. Roma, Italia, 1962. P. 278.
- McCoy-West A.J., Bignall G., Harvey C.C.* Geothermal Power Potential of Selected Pacific Nations, GNS Science Consultancy Report 2009/180. 2009. 101p.
- Merle S., Embley R., Baker Ed., Chadwick B.* Submarine Ring of Fire 2003 – Mariana Arc R/V “T.G. Thompson” Cruise TN-153. February 9–March 5, 2003 Guam to Guam Cruise Report Compiled / Co-Chief Scientists R.W. Embley, E.T. Baker. 2003. 34 p.
- Merle S., Embley B., Chadwick B.* Submarine Ring of Fire 2006 (SRoF'06) Mariana Arc Submarine Volcanoes R/V MELVILLE Cruise MGLN02MV April 18–May 13, 2006. Apra, Guam to Yokohama, Japan Jason-2 dives J2-184-J2-199 / Chief Scientist R.W. Embley. Captain: Chr. C. Jason. Expedition Leader: W. Sellers. Major funding from the NOAA Office of Ocean Exploration. 2006. 234 p.
- Miyashiro A.* Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins // American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321–355.
- Mullen E.D.* MnO/TiO₂/P₂O₅: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. Iss. 1. P. 53–62. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5)
- Plank T., Ludden J.N., Escutia C. et al.* LEG 185 Summary: inputs to the Izu-Mariana seductions system. Ship-board Scientific Party // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 2000. V. 185. 63 p.
- Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W., Searl P.* The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1981. V. A300. P. 299–317.
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer Sh.H., Fryer P.* Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction Components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. № 7. Q07006. 27 p. <https://doi.org/10.1029/2004GC000895>
- Polovina J.J., Roush R.C.* Chartlets of selected fishing banks and pinnacles in the Mariana Archipelago. National Marine Fisheries Centr Honolulu. Administrative Report. 1982. H-82-19. 15 p.
- Puteanus D., Bloomer Sh.H., Wu Sh.* Cruise Report SONNE 69 – Geochemical, hydrochemical and petrographical investigations in the Mariana back-arc area under hydrothermal aspects – Port Moresby – Saipan, 26.6.–8.8.1990 // Berichte – Reports, Geological & Paleontological Institute Christian Albrechts Universitat Kiel, Deutschland. 1990. № 42. 231 s.
- Ronck R.* Volcano erupting near Titian. Pacific Daily News. 1975. 30 April. P. 3.
- Rowland S.K., Lockwood J.P., Trusdell F.A. et al.* Anatahan, Northern Mariana Islands: Reconnaissance geological observations during and after the volcanic crisis of spring 1990, and monitoring prior to the May 2003 eruption // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2005. V. 146. Iss. 1–3. P. 26–59.
- Siebert L., Simkin T., Kimberly P.* Volcanoes of the World. University of California Press, 2010. 551 p.
- Simkin T., Siebert L.* Volcanoes of the World. Geosciences Press, Inc. Tusson, Arizona, 1994. 349 p.
- Smoot N.S.* The growth rate of submarine volcanoes on the South Honshu and East Mariana ridges // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1988. V. 35. Iss. 1–2. P. 1–15.
- Smoot N.S.* Discussion “The growth rate of submarine volcanoes on the South Honshu and East Mariana

- ridges". Reply // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1991. V. 45. Iss. 3–4. P. 341–345.
- Stern R.J., Bibee L.D.* Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc and its implication for magmagenesis in island arcs // *Carnegie Institution of Washington Year Book*. 1980. V. 79. P. 465–472.
- Stern R.J., Bibee L.D.* Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 86. P. 159–169.
- Stern R.J., Bloomer Sh.H., Ping-Nan Lin, Smoot N.Chr.* Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophiolite analogue // *Tectophysics*. 1989. V. 168. № 1–3. P. 151–170.
- Stüben D., Bloomer S.H., Taibi N.T. et al.* First results of study of sulphur-rich hydrothermal activity from an island-arc environment: Esmeralda Bank in the Mariana Arc // *Marine Geology*. 1992. V. 103. P. 521–528.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taibi N.E.* Meeresbodenkartierung und Untersuchungen zum Hydrothermalismus im Marianen-“Back-arc”-Trog und im Bereich der Esmeralda Caldera, NW-Pazifik: Bottom photography mapping and hydrothermal processes in the Mariana back-arc trough and in the Esmeralda Caldera, NW Pacific // *Berichte – Reports, Geological & Paleontological Institute Christian Albrechts Universität Kiel, Deutschland*. 1992. № 52. 129 s.
- Tanakadate H.* Volcanoes in the Mariana Islands in the Japanese Mandated South Seas // *Bulletin Volcanology*. 1940. Ser. 2. № 6. P. 199–223.
- Tayama R.* Geomorphology, geology and coral reefs of the north Marianas group. Inst. Geol. Paleontol., Tohoku Imp. Univ. 23. 1936. 81 p. (in Japanese).
- Turkay M., Sakai K.* Decapod Crustaceans from a Volcanic Hot Spring in the Marianas // *Senckenbergiana maritima*. 1995. V. 26. № 1–2. P. 25–35.
- Vermeesch P.* Tectonic discrimination diagrams revisited // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. № 66. P. 1–55. <https://doi.org/10.1029/2005GC001092>
- Wang X., Wang Z., Liu Y. et al.* Calcium Stable Isotopes of Tonga and Mariana Arc Lavas: Implications for Slab Fluid-Mediated Carbonate Transfer in Cold Subduction Zones // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. V. 126. e2020JB020207. 19 p. <https://doi.org/10.1029/2020JB020207>
- Zabarinskaya L., Rashidov V., Sergeyeva N.* Deep Mariana Island Arc: Highlights of the Tectonosphere // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179. P. 3917–3929. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-02960-x>

The Underwater Esmeralda Volcano (Mariana Island Arch) and some Features of the Composition of its Composition Rocks

V. V. Ananyev^{1, *}, V. V. Petrova^{2, **}, and V. A. Rashidov^{1, ***}

¹*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

²*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: aversun@yandex.ru

**e-mail: v.petrova.v@gmail.com

*** e-mail: rashidva@kscnet.ru

A generalization of the available original data and literature data on the geological and geophysical knowledge of the underwater volcano Esmeralda, located in the Mariana Island Arc, has been carried out. As a result of studying the rocks dredged during the 4th and 5th cruises of the R/V Vulkanolog at the present level, new data were obtained on the silicate and rare-element composition of the rock samples that make up this underwater volcano. It has been established that the studied volcanic edifice is composed of five types of rocks: basalts, basaltic andesites, dacites, gabbro, and basanites. For the first time, samples of dacite and basanite have been discovered, indicating that the petrochemical diversity of the underwater volcano Esmeralda is wider than previously thought. All dredged rocks are characterized by a slightly increased content of incoherent elements LILE and HFSE. The studies carried out made it possible to attribute the main part of the dredged rocks to the association of island-arc ferruginous tholeiites (IAB, IAT) and only the composition of a single sample of alkaline basalt (basanite) falls into the field of alkaline basalts of oceanic islands (OIB, OIA). The increased content of iron in plagioclase phenocrysts confirms that the rocks belong to the high-iron tholeiite association.

Keywords: underwater volcano Esmeralda, Mariana Island Arc, petrological and mineralogical features