

УДК 551.35 (265.58)

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КЮСЮ-ПАЛАУ В ФИЛИППИНСКОМ МОРЕ

© 2018 г. **Е. П. Леликов**, В. Т. Съедин, А. А. Пугачев

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия
e-mail: lelikov@poi.dvo.ru; sedin@poi.dvo.ru; pugachev@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 04.10.2015 г., после доработки 27.04. 2016 г.

В статье приведены геохимические исследования вулканогенных пород южной части хребта Кюсю-Палау. Вулканические сооружения – платообразные поднятия, горные массивы, короткие хребты и одиночные вулканы, являются основными рельефообразующими элементами изученной части хребта. По особенностям рельефа и геологическому строению они разделяются на три типа: щитовые вулканы; конусообразные и куполообразные стратовулканы. Хребет заложился на океанической коре в позднемезозойское время и претерпел несколько различных по значимости и характеру приложенных сил (растяжение и сжатие) этапов в своем развитии. Смена геодинамических условий в процессе геологического развития хребта в значительной степени, определила состав слагающих его вулканических пород имеющих глубинную мантийную природу. Большая его часть сформировалась в раннем палеогене в геодинамических условиях близких к образованию океанических островов (щитовые вулканы) в условиях растяжения. В позднеэоцен-раннеолигоценное время в режиме сжатия закладывается и формируется островная дуга, образовавшаяся на океаническом основании. В позднеолигоцен-раннемиоценовое время в условиях растяжения происходило формирование куполообразных вулканических построек, сложенных вулканитами щелочного состава. На основании новых геохимических данных впервые дана подробная характеристика вулканических пород, формирующих щитовые, конусообразные и куполообразные стратовулканы, позволяющие оценить особенности этих вулканических построек. Главным фактором формирования хребта Кюсю-Палау был разновозрастный вулканизм (от мелового до позднемиоценового возраста и состава от океанических толеитов до известково-щелочных вулканитов островодужного типа), который привел к наращиванию земной коры под хребтом.

DOI: 10.7868/S0030157418020132

ВВЕДЕНИЕ

В системе окраинных морей Тихого океана Филиппинское море является наиболее крупным морским бассейном. Оно отделено от океана активными островодужными системами и разделено подводным хребтом Кюсю-Палау на две разнородные области. К западу от хребта располагается обширная Западно-Филиппинская котловина с глубинами 5500–5800 м, а к востоку – котловины Парасе-Вела и Сикоку с глубинами 4500–5200 м. Хребет Кюсю-Палау протягивается в субмеридиональном направлении от острова Палау на расстояние более 2700 км и представляет собой систему горных гряд и вулканических построек высотой до 3000 м [2, 11, 15, 24]. Хребет с севера на юг дважды меняет свое направление: в районе 23–24° с.ш. с юго-юго-восточного на юго-юго-западное и в районе 14° с.ш. – на южное и подразделяется на три части: Северный (от острова Кюсю до 24° с.ш.), Центральный (23°–14° с.ш.) и Южный (от 14° с.ш. – до острова Палау) хребты [16].

Первые морские исследования выполнены в северной части хребта. Это результаты экспедиции

1971 г., проведенной на горе Комахаси-Дайни СахКНИИ ДВНЦ АН СССР [12], а также работы японских геологов по программе GDP (1973–1977 гг.) на подводных горах Комахаси-Дайни, Кито-Кохо, Минами-Кохо [18]. В этот же период (1975, 1976 гг.) сотрудниками ТОИ ДВНЦ АН СССР были проведены работы на горе Комахаси-Дайни и в самой южной (район 9° с.ш.) части хребта, где впервые были подняты метаморфические породы [3]. В 17-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” в 1976 г. были проведены работы в центральной и южной частях хребта [2]. Наряду с драгированием в пределах хребта были пробурены две скважины DSDP: в северной скв. 296 (1973 г.) и скв. 448 (1978 г.) в центральной части Кюсю-Палау [19, 20].

В статье впервые приведены результаты анализов на редкие и редкоземельные элементы вулканических пород щитовых вулканов и стратовулканов, позволяющие оценить геохимические особенности и условия образования каждого из выделенных типов вулканических построек, что является основной целью настоящей работы.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морские экспедиции в 80-х годах прошлого века были сосредоточены в районе южной части хребта Кюсю-Палау (от 12° до 17° с.ш.) в районе его сочленения с Центральным разломом. В 1985 г. сотрудниками ИМГиГ ДВО АН СССР были проведены работы в 29 рейсе НИС “Пегас”, в котором были изучены 10 возвышенностей, ограниченных координатами 12–14° с.ш. В 1989 и 1990 гг. в 30- и 33-м рейсах НИС “Профессор Богоров” [6, 8] сотрудниками ТОИ были выполнены работы, охватывающие 14 вулканических построек (рис. 1). В целом в этих 3-х рейсах были изучены 20 вулканических построек, на 17 из которых был поднят каменный материал. В них проводились детальные комплексные геолого-геофизические исследования, которые заключались в проведении эхолотных промеров, гидромагнитной съемки и непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) по профилям, пройденным главным образом в крест основной субмеридиональной структуре хребта, и драгирования на отдельных вулканических постройках. В результате обработки геолого-геофизического материала впервые была построена геологическая карта изученной части хребта (рис. 2).

Геологическое опробование в рейсах выполнялось путем драгирования, методика которого заключалась в выборе по данным эхолотного промера и сейсмического профилирования крутых уступов, не перекрытых современными осадками участков морского дна. Поднятые в драге горные породы документировались, отбирались образцы для дальнейшей обработки и изучения в лабораторных условиях.

Лабораторные исследования горных пород заключались в петрографическом изучении шлифов, химическом анализе проб методом “мокрой химии” в лаборатории ДВГИ ДВО РАН (Владивосток). Определение редкоземельных и редких элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) чувствительностью до 10^{-11} в инновационно-аналитическом центре в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (Хабаровск). Определение радиоизотопного возраста пород К-Аг методом выполнялось в лабораториях изотопной геохронологии и геохимии СВКНИИ ДВО РАН (Магадан), ИГЕМ РАН (Москва).

МОРФОЛОГИЯ ХРЕБТА КЮСЮ-ПАЛАУ

Изученный участок включает обширную область Южного и южную часть Центрального Кюсю-Палау. Здесь хребет образован совокупностью гор разнообразных размеров, формы, расчлененности и высоты, покоящихся на едином цоколе

шириной до 50 миль. Горы объединяются в массивы или короткие горные цепи. Между ними выделяются участки выровненной поверхности, впадины разных размеров, крупные подводные долины и мелкие тальвеги [11, 24].

Цоколь горной системы хорошо выделяется по изобате 4000 м. Ее подножие морфологически менее выражено. Встречаются участки, где от соседней котловины, глубины которой составляют 5250–5500 м, основание хребта отделяется крутым уступом высотой 700–1000 м. В других местах уступы выделяются на глубинах 3500–4500 м или 4000–4500 м. Характерны места, где основание горной системы с глубины около 3000 м формируют крутые склоны гор. С глубин 4000–4500 м монокристаллическое основание хребта часто выполаживается и постепенно переходит в равнины дна Филиппинского моря.

Основной положительной формой рельефа этой части хребта Кюсю-Палау являются вулканические постройки. По особенностям рельефа и геологическому строению вулканические постройки разделяются на три типа: 1 – щитовые вулканы; 2 – стратовулканы 1-го типа (конусообразные вулканы); 3 – стратовулканы 2-го типа (куполообразные вулканы) [11, 16, 24].

Щитовые вулканы – это наиболее крупные и самые древние сооружения хребта, платообразные поверхности которых находятся на глубинах 3000–3500 м. Они расположены севернее стыка хребта Кюсю-Палау с Центральным разломом (севернее 14° с.ш.) в западной части хребта со стороны Западно-Филиппинской котловины (рис. 1, 2).

Типичный щитовой вулкан формирует горное плато в районе 15° с.ш. Плато шириной около 10 миль протягивается на 20 миль в северо-восточном направлении. Со всех сторон оно ограничено крутыми 1000–1800-метровыми уступами. Его вершинная часть обособляется на глубине 3300–3500 м, а подошва отмечается на глубинах 4600–5200 м, относительная его высота – порядка 2000 м. На вершине плато выделяется кальдера (4 × 6 км) с пологими бортами высотой до 300 м (рис. 1в, профиль I) [24]. Ее днище оконтурено изобатой 3500 м. Впадина обрамлена кольцевым валом, который образован холмами высотой 100–200 м. Подобное плато с впадиной и холмами находится северо-восточнее описанного в районе 15°20' с.ш. (рис. 1). От указанного выше вулкана его отделяет дугообразный трог [24]. Сходный щитовой вулкан обнаружен южнее (рис. 1в, профиль II). Он представляет собой возвышенность с платообразным сводом, цокольная часть которой прослеживается по изобате 3000 м.

Стратовулканы 1-го типа (конусообразные вулканы) являются наиболее распространенным типом

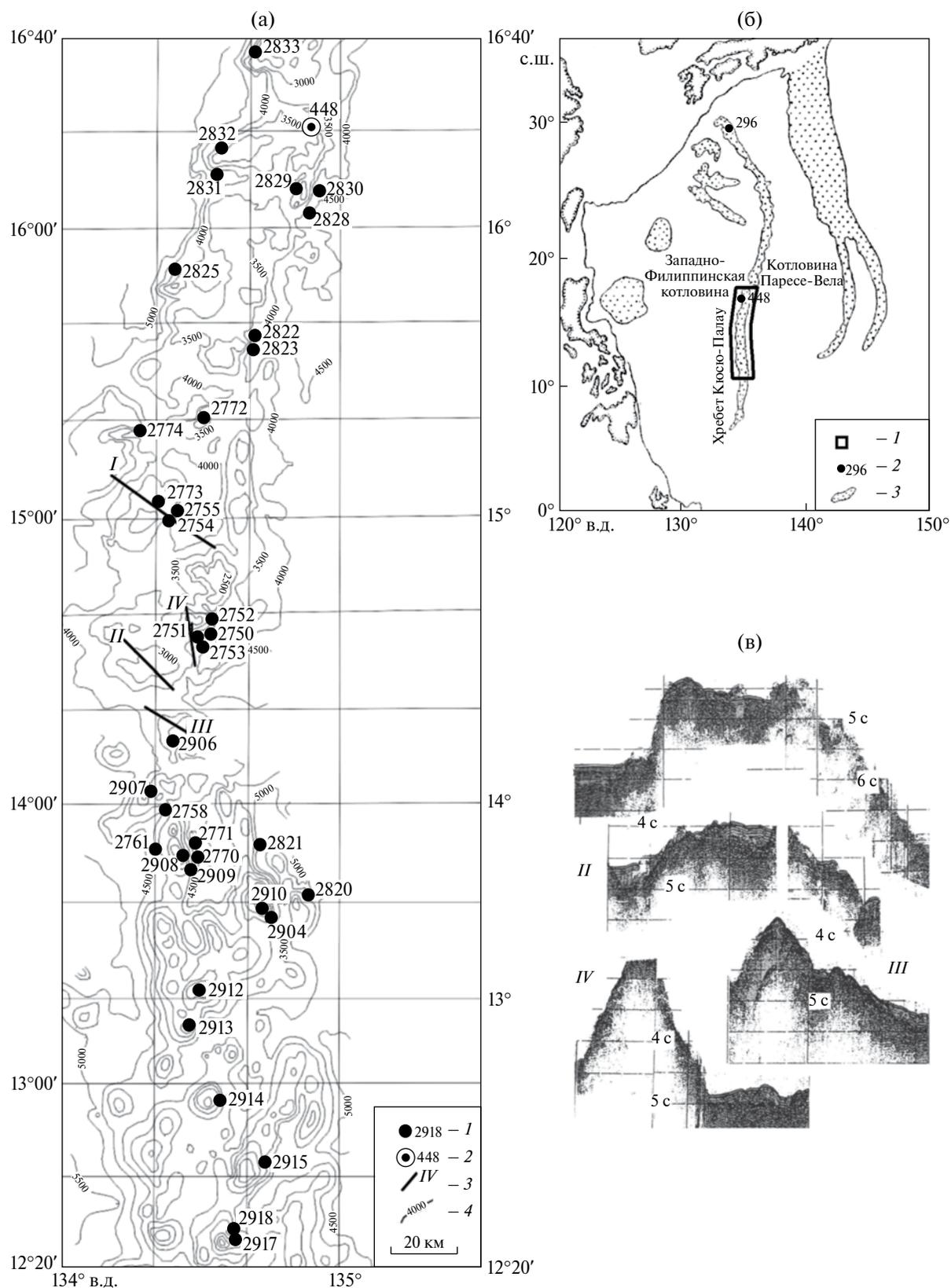


Рис. 1. Карта фактического материала по [11].

(а) – Схема расположения станций драгирования и профилей НСП: 1 – станции драгирования, 2 – скважины глубоководного бурения, 3 – профили НСП, 4 – изобаты.

(б) – Схема расположения площади работ. 1 – площадь полигона (район исследований), 2 – скважины глубоководного бурения, 3 – морфоструктуры. (в) – Профили НСП. 4с–6с – время распространения отраженных волн в сек.

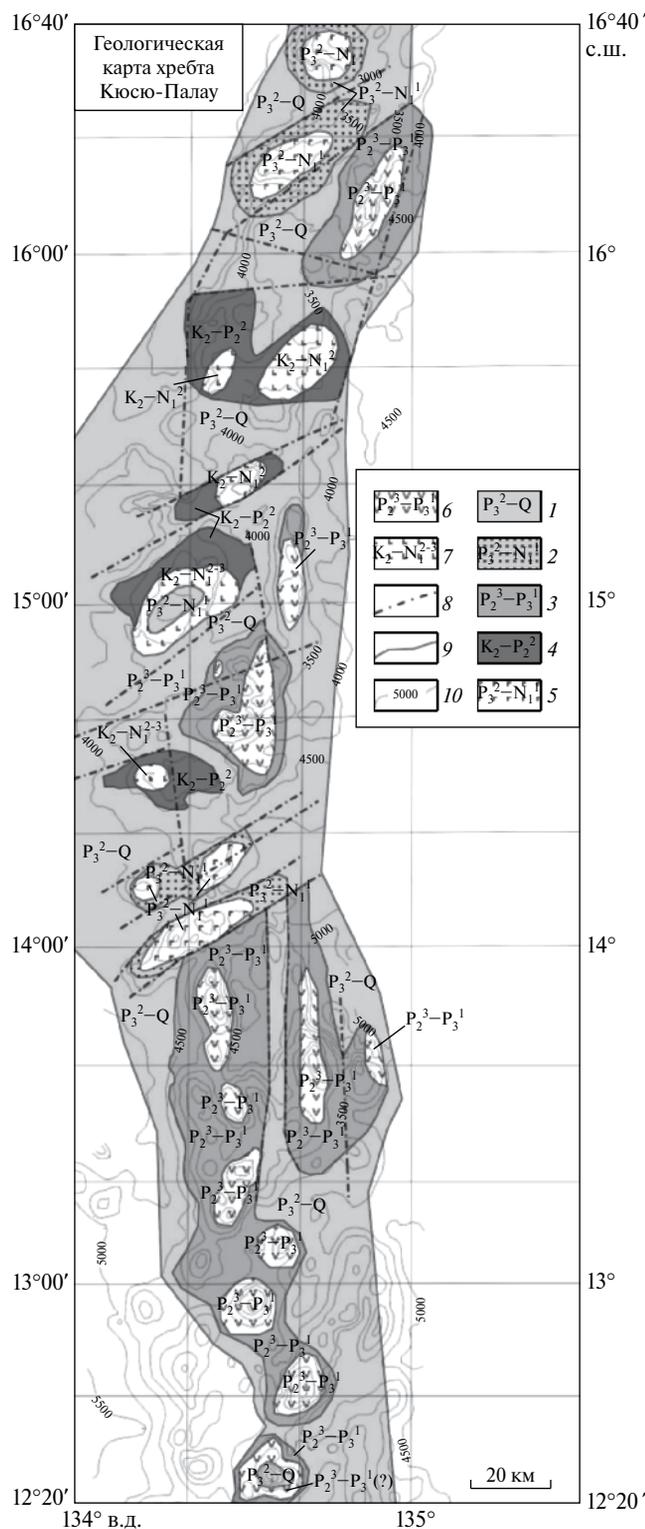


Рис. 2. Геологическая карта южной части хребта Кюсю-Палау.
 1 – поздний олигоцен-четвертичные: нанофоссилевые, известковистые илы, пелагические глины, осадочные брекчии, рифогенные известняки; 2 – поздний олигоцен-ранний миоцен: туфогенные глины, пепловые, туфоалевролиты, лапиллиевые туфы; 3 – поздний эоцен (?)–ранний олигоцен: туфогенные глины, пепловые, агломиратовые и спекшиесы

вулканических сооружений. Они формируют все постройки южнее 14°00' с.ш., а также образуют два крупных горных сооружения меридионального простирания севернее этой широты: районы 14°25'–14°55' и 15°50'–16°25' с.ш. На северном отроге последнего пробурена скв. 448 (рис. 1). В той части хребта Кюсю-Палау, где находятся и щитовые вулканы, стратовулканы этого типа располагаются всегда восточнее щитовых, со стороны котловины Паресе-Вела. Особенности строения этих стратовулканов иллюстрирует профиль, пройденный через одну из его вершин (рис. 1в, профиль IV) [1, 24].

Стратовулканы 2-го типа (куполообразные вулканы) образуют хорошо выраженные отдельные возвышенности и короткие хребты, приуроченные к депрессионным структурам субширотного направления, которые трассируют разломные зоны, пересекающие хребет практически в крест его простирания (рис. 2). Наиболее четко выраженная в этой части Кюсю-Палау депрессия такого типа располагается в зоне 14°00'–14°20' с.ш. в районе стыка хребта с Центральным разломом [7, 11, 16]. Особенности морфологии вулканических построек этого типа хорошо иллюстрируется профилем III (рис. 1в). Одна из построек, расположенная в западной части хребта, представляет собой отдельную гору с диаметром в основании порядка 10 км и вершиной на глубине 2760 м. Склоны горы крутые (до 40°), слабо расчлененные. Северо-восточнее постройки находится обособленная гора куполообразной формы несколько больших размеров с острым гребнем и с минимальной отметкой 2680 м. От ближайших возвышенностей они отделены подводными долинами и депрессиями дна с выровненной поверхностью (рис. 1).

Заметным элементом рельефа хребта служат глубоко внедряющиеся в структуру хребта апофизы глубоководных котловин. Это сложные по очертаниям разноуровневые депрессии, борта которых образованы склонами возвышенностей, а днища представлены выровненными, слабонаклонными



туфы, вулканические брекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты; 4 – поздний мел (маастрихт)-ранний палеоцен-средний эоцен: литифицированные пелагические глины, осадочные брекчии; 5 – поздний олигоцен-ранний миоцен: базальты, трахиандезиты, трахиты; 6 – поздний эоцен-ранний олигоцен: базальты, андезиты, дациты, риодациты, риолиты, габбро, габбро-долериты, габбро-нориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты; 7 – поздний мел-средний (и поздний) миоцен (K²-N²⁻³): базальты, трахиандезиты, трахиты; 8 – тектонические нарушения (разломы); 9 – геологические границы; 10 – изобаты в метрах.

участками морского дна на глубине 3700–4450 м. Ширина равнин составляет от 8–10 до 14 км. Депрессии, в том числе апофизы Западно-Филиппинской котловины, первоначально представляли собой компенсационные прогибы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Хребет Кюсю-Палау сформировался на океанической коре. Это подтверждается геохимическим составом позднемезозойских зеленых сланцев, обнаруженных в его фундаменте в южной части Кюсю-Палау [3] и представленных эпидот-актинолит-альбитовыми, хлорит-альбит-кварц-эпидотовыми, кварц-эпидотовыми, кварц-альбитовыми разновидностями и амфиболитами [5]. Парагенетические ассоциации сосуществующих плагиоклазов и амфиболов в сланцах и амфиболитах характеризуются переменностью состава. Их положение на плагиоклаз-амфиболовом геотермобарометре указывает на изменение температуры и давления при образовании этих пород [5]. Альбит-хлорит-эпидот-актинолитовый сланец сформировался при $T = 500^\circ$ и $P = 4$ кбар, кварц-хлорит-эпидот – альбит-актинолитовый сланец при $T = 510^\circ$ и $P = 6,5$ кбар, а амфиболиты при $T = 515^\circ$ и $P = 6,5$ кбар. Изменение состава минералов метаморфических пород хребта может свидетельствовать о том, что этот комплекс представляет собой зональное образование, сформированное в узких зонах сжатия, вследствие горизонтального перемещения блоков земной коры, что привело к ее сучеванию и начальному заложению хребта [5].

Породы характеризуются низкими содержаниями K_2O (0.06–0.35%), Rb (0.56 г/т), Zr (1.15 г/т) и Ba (14 г/т) и высоким Ni/Co отношением (> 1.5), свойственным океаническим базальтам. Они обладают низкими концентрациями РЗЭ и практически не фракционированным спектром их распределения, что иллюстрируется пониженными значениями соотношений $(La/Sm)_N = 0.75–1.33$ и $(La/Yb)_N = 0.74–2.12$ [4, 7].

В геологическом строении хребта по данным драгирования и глубоководного бурения (скважины 296, 448) участвуют разновозрастные магматические и осадочные породы (рис. 2).

МАГМАТИЗМ

В изученной части хребта Кюсю-Палау установлено широкое развитие магматических пород с резким преобладанием вулканогенных над интрузивными разновидностями.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Основные морфоструктуры хребта – щитовые вулканы и стратовулканы – различаются составом и возрастом, слагающих их вулканитов [6–8, 16, 24, 25].

Щитовые вулканы сложены в основном базальтами. Среди них выделяются плотные, пористые (10–15% объема породы), афировые и крупнопорфировые разновидности. Это плагиоклазовые и клинопироксен-плагиоклазовые базальты с толеитовой, интерсертальной и гиалопилитовой основной массой, сложенной плагиоклазом, клинопироксеном, стеклом и рудным минералом. Для них характерно наличие ксенокристов ортопироксена и изменение минерального состава от меланократовых разновидностей с большим количеством клинопироксена и рудных минералов до лейкократовых, в основной массе которых отсутствует клинопироксен.

Наряду с базальтами на ст. 2823 подняты обломки трахиандезитов и трахитов. Первые сложены вкрапленниками (3–5%) плагиоклаза ($An_{48–52}$), измененных темноцветных и рудных минералов, с пилотокситовой основной массой, состоящей из ориентированных лейст плагиоклаза ($An_{48–53}$), мелких зерен рудных минералов и стекла. Трахиты – плотные лейкократовые и стекловатые на вид породы. Порфировые выделения (до 7%) представлены плагиоклазом ($An_{40–47}$) таблитчатой формы, вытянутые в одном направлении, а также единичными зернами темноцветных и рудных минералов. Основная масса – лейсты плагиоклаза, зерна кварца, апатита, рудных минералов и стекло.

Щитовые вулканы – наиболее древние сооружения этой части хребта, сформированные в зонах растяжения земной коры. На одном из них подняты осадочные породы, возраст которых по радиоляриям соответствует маастрихту-раннему палеоцену (62.5–60.0 млн лет) [16, 24]. Для вулканических пород, поднятых с двух других вулканов, получены определения изотопного возраста базальты – 8.4–12.0 и трахит-30 ± 3 млн лет (табл. 1), что указывает на позднеолигоцен-раннемиоценовый и позднемиоценовый периоды активности вулканизма.

Конусообразные вулканы (стратовулканы 1-го типа). Вулканиты представлены единой серией пород от базальтов до риолитов с резким преобладанием первых. Базальты – пористые (до 20%) или миндалекаменные, реже массивные обычно порфировые и крупнопорфировые породы. Количество вкрапленников 7–10, реже 15–20%, представленных в основном зональным плагиоклазом (лабродор). Иногда встречаются афировые разновидности. По составу минералов-вкрапленников среди них выделяются дупироксеновые и клинопироксеновые разновидности, реже встречаются оливин-пироксеновые и оливиновые базальты. Структура основной массы гиалопилитовая и состоит

Таблица 1. Результаты радиоизотопного определения возраста вулканических пород южной части хребта Кюсю-Палау

№ п/п	№ пробы	с.ш.	в.д.	Порода	К % ± σ %	(⁴⁰ Ar _{рад.} ± σ), нг/г	Возраст ± σ млн лет
1	2755-3	15°01.1'	134°25.1'	базальт	0,63 ± 0,01	0,51 ± 0,20	12,0 ± 4
2	2822-1-2	15°37.7'	134°40.9'	базальт	0,63 ± 0,01	0,38 ± 0,07	9,0 ± 2
3	2822-1-2	—	—	базальт	0,62 ± 0,02	0,36 ± 0,01	8,4 ± 0,7
4	2822-1-8	—	—	базальт	0,53 ± 0,01	0,37 ± 0,13	10,0 ± 3
5	2823-1-1	15°34.4'	134°40.7'	трахит	0,91 ± 0,01	1,93 ± 0,21	30,0 ± 3
6	2833-1-3	16°38.2'	134°42.7'	базальт	1,07 ± 0,01	2,23 ± 0,21	27,0 ± 3
7	2833-2-1	—	—	трахит	2,82 ± 0,03	5,04 ± 0,15	25,6 ± 0,2

Примечание. 1–5 – щитовые вулканы, 6, 7 – куполообразные вулканы. Обр. 1–4, 6 – базальты, 5, 7 – трахиты. Определения выполнены: 1, 2, 4–6 – в лаборатории изотопной геохронологии и геохимии СВКНИИ ДВО РАН (Магадан), аналитики Н.М. Александрова, А.Д. Люскин, К.К. Новик; 3, 7 – в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, аналитик В.А. Лебедев (для этих проб – возраст ± 1.6σ млн лет). Определения 2, 3 выполнены по одному образцу. Здесь и далее номера проб отвечают номерам станций драгирования на рис. 1.

из стекла, микролитов плагиоклаза и рудных минералов. На ряде станций, наряду с базальтами подняты андезиты, дациты, риолиты. Время образования вулканических построек являются базальты, которые подразделяются на две группы. К первым относятся базальты станций 2906, 2907 и 2832, а ко второй – ст. 2833 (рис. 1). Первая группа – это высокопористые (20–50%) породы, поры которых заполнены смектитами, цеолитами и фосфатами. Среди них выделяются оливин-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые разности. Основная масса имеет гиалопилитовую, интерсервальную структуру и состоит из стекла, лейст плагиоклаза, клинопироксена и рудной пыли. Базальты второй группы подняты в виде глыб (до 25 см) и многочисленных обломков, ряд которых представляют фрагменты шаровой отдельности со стекловатой коркой закалывания. Это пористые породы (поры – 15–30, реже до 40%), среди которых наблюдаются плагиоклаз-клинопироксеновые афировые или порфиоровые (5–7%) разности. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза (до 2 мм), клинопироксена, рудного минерала и измененного стекла. На этой же станции (2833) в небольшом количестве подняты обломки трахиандезитов и трахитов. В трахиандезитах наблюдаются единичные вкрапленники клинопироксена (до 1 мм), а основная масса состоит из стекла (60–65%), ориентированных в одном направлении микролитов плагиоклаза (An_{37–42}) и рудного минерала

(до 3%). Трахиты – порфиоровые с лейкократовой основной массой породы, вкрапленники (3–5%) которых представлены плагиоклазом (An_{28–32}) в количестве 60–70%, роговой обманкой (20–30%), рудными минералами, клинопироксеном и апатитом. Основная масса стекловатая с игольчатыми микролитами плагиоклаза.

Высокая (до 40%) пористость базальтов и признаки подводных излияний в породах свидетельствуют о близповерхностном подводном характере извержений. Образование этих вулканов отнесено к позднеолигоцен-раннемиоценовому времени на основании изотопных определений (25.6 и 27.0 млн лет) возраста (табл. 1).

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы имеют ограниченное распространение – их обломки (2–15 см) подняты на станциях 2752 и 2771. По составу преобладают габбро-диориты, реже встречаются габбро, диориты, тоналиты, трондьемиты и плагиограниты [6, 9]. Габбро – оливин-пироксен-роговообманковые породы с субофитовой структурой, сложенные плагиоклазом (An_{60–70}) до 60%, роговой обманкой (20%), актинолитом (10%), пироксеном (5%), оливином, биотитом, магнетитом и апатитом. Габбро-диориты состоят из плагиоклаза (65–70%), роговой обманки (20%), биотита (5%), пироксена (5%), кварца (5%). Отмечаются кристаллы моноклинного пироксена (до 3 мм), которые обрастают пижонитом и роговой обманкой. Кварцевые диориты – породы с гипидиоморфно-призматическзернистой структурой, состоящие из плагиоклаза (60%), кварца (15–18%), роговой обманки (15%), магнетита, сфена, апатита. Плагиограниты – породы с порфировидной структурой и микрогипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Вкрапленники

представлены зональным плагиоклазом ($Ап_{40-45}$ в центре и $Ап_{25}$ в краевых частях зерен), а основная масса сложена кварцем (40%), плагиоклазом (55%), биотитом, хлоритом, магнетитом, сфеном, эпидотом.

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД**

По соотношению кремнезема и суммы щелочей вулканисты стратовулканов 1-го типа образуют ряд от базальтов, андезитов до риолитов. Вулканические породы щитовых вулканов и стратовулканов 2-го типа формируют ряд от базальтов до трахитов. Для всех вулканических построек характерно резкое преобладание базальтов и преобладание натрия над калием для всех разновидностей пород (табл. 2, рис. 3а, 3б). Базальты щитовых вулканов выделяются повышенным содержанием титана (1.5–1.1%). По геохимическим особенностям вулканы северной и южной части территории существенно отличаются.

На южных вулканических постройках (станции 2754, 2755) базальтам свойственны более низкие содержаниями Rb (12–33 г/т) и более высокие – Sr (329–438 г/т), Ba (148–403 г/т) и Zr (48–119), а также преобладание LREE над HREE нормированных к хондриту по [17] (рис. 4а). Значения отношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ в них достаточно высокие и составляют 2.9–4.1 и 4.3–5.0 соответственно. В то же время северные щитовые вулканы (станции 2822, 2823) сложены базальтами с более низкими содержаниями Sr, Ba и Zr (табл. 2). Спектр распределения РЗЭ в них практически не фракционирован, значения соотношений легких и тяжелых РЗЭ весьма низкие: $(La/Sm)_N$ – 1.0–1.6 и $(La/Yb)_N$ – 1.1–2.8. Для всех вулканистов отмечается слабо выраженный Ta-Nb минимум (рис. 4б). Базальты по минеральному и химическому составу наиболее близки к толеитам океанических островов и поднятий или толеитам гавайского типа, отличаясь от них более низким содержанием TiO_2 (0.84–1.5%).

Конусообразные стратовулканы по геохимическим особенностям слагающих их вулканистов также подразделяются на две группы: южные и северные вулканы (рис. 1, 2). Первые (станции 2820, 2821, 2753, 2761, 2771) сложены базальтами и андезибазальтами с повышенными концентрациями Rb (13–16 г/т), Sr (266–326 г/т), Ba (98–664 г/т) и Zr (35–48 г/т). Для них характерно фракционирование РЗЭ с накоплением легких РЗЭ: $(La/Sm)_N$ – 1.7–2.69 и $(La/Yb)_N$ – 2.6–4.08 и слабая отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.89–0.91$). Северные постройки (станции 2828, 2830) сложены базальтами и андезитами также с высокими содержаниями Rb (12–26 г/т) и низки-

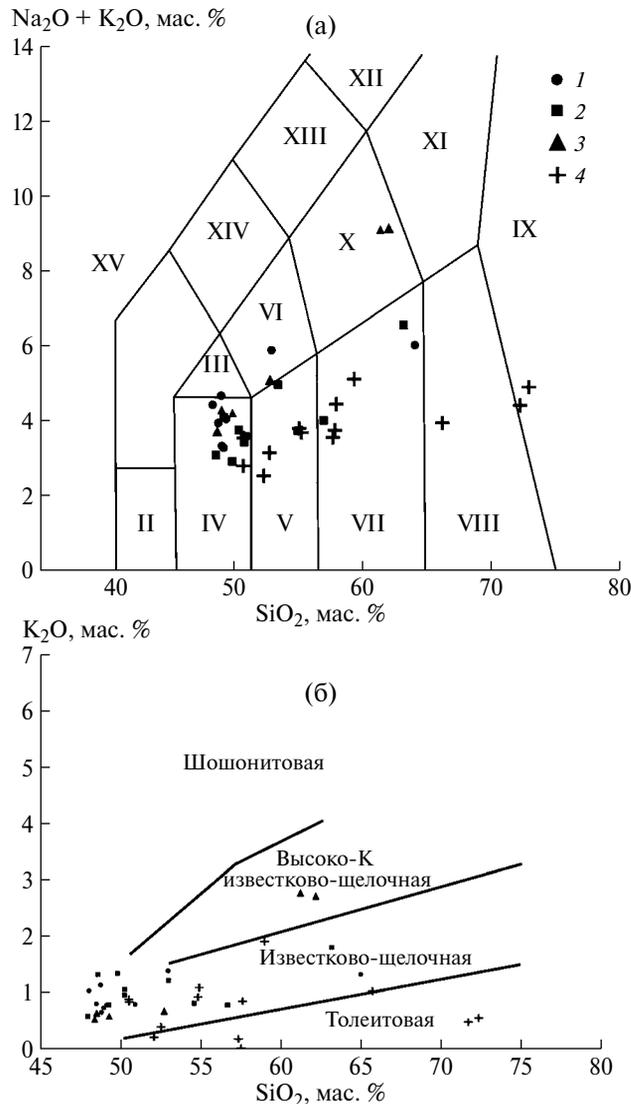


Рис. 3. (а) – Диаграмма щелочи-кремнезем для магматических пород хребта Кюсю-Палау. 1–3 – вулканисты: 1 – щитовых вулканов, 2 – конусообразных вулканов, 3 – куполообразных вулканов, 4 – интрузивные породы. Номера проб отвечают табл. 2, 3. (б) – Диаграмма K₂O – SiO₂ для магматических пород. Условные обозначения см. рис. 3.

ми – Sr (77–226 г/т), Ba (10–192 г/т) и Zr (8–33 г/т), повышенными концентрациями тяжелых РЗЭ по сравнению с легкими (рис. 5а), что выражается в слабом характере фракционирования. Значения отношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ в них низкие и составляют 0.39–1.24 и 0.32–1.5 соответственно. Причем слабое фракционирование и накопление крупноионных литофильных элементов проявляется в основном в андезитах (обр. 2820-4-1). Для всех вулканистов конусообразных стратовулканов четко проявлен Ta-Nb минимум (рис. 5б). Все эти

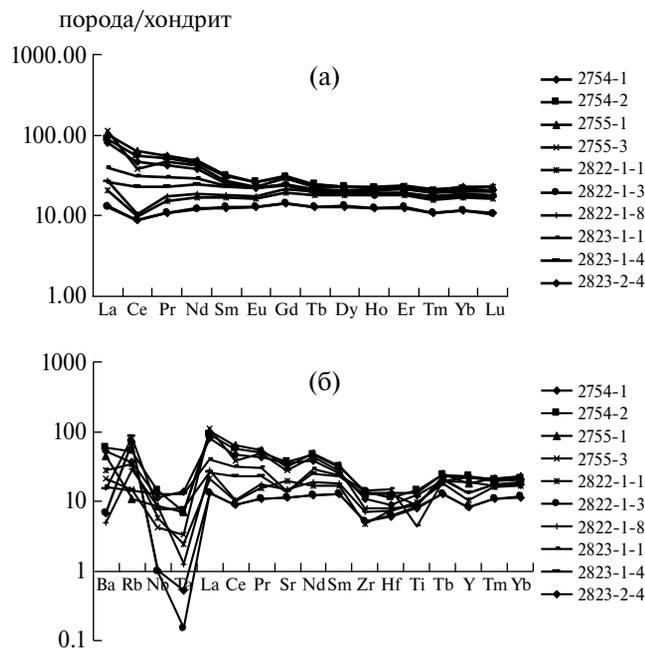


Рис. 4. Многокомпонентная диаграмма редкоземельных (а) и редких элементов (б), нормированных к хондриту по [17] для вулканитов щитовых вулканов. Номера проб отвечают табл. 2.

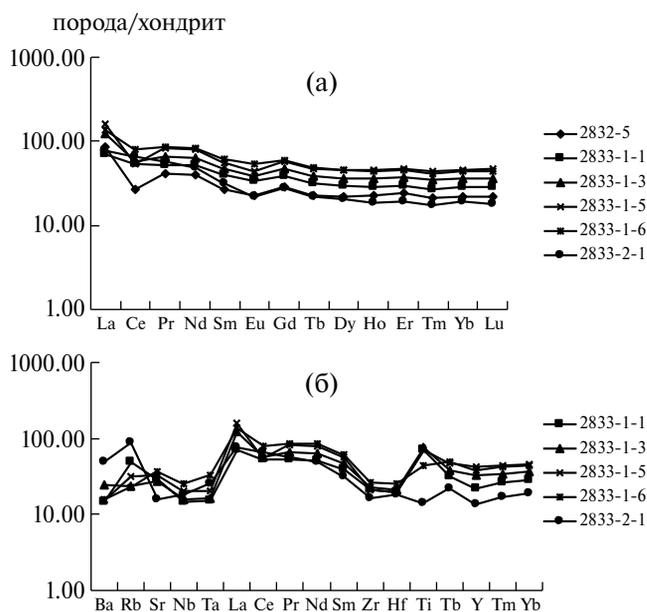


Рис. 6. Многокомпонентная диаграмма распределения REE (а) и редких элементов (б) для вулканитов куполообразных вулканов. Номера проб отвечают табл. 2.

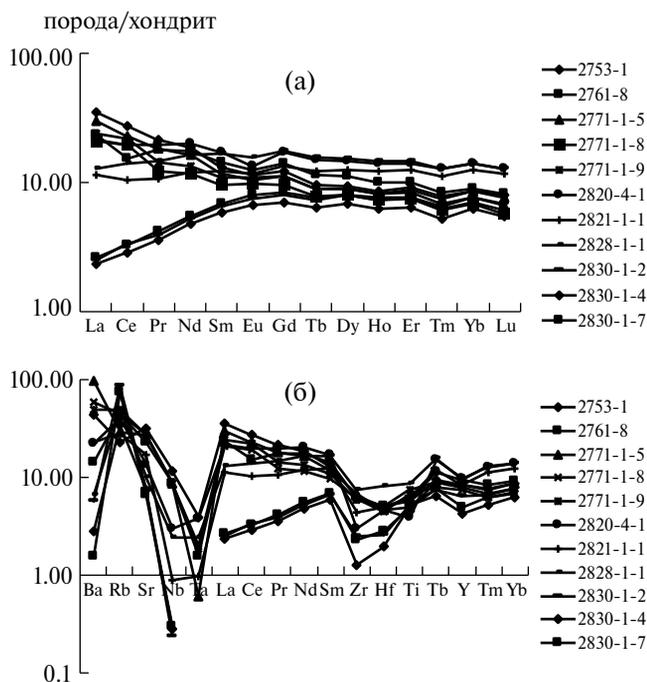


Рис. 5. Многокомпонентная диаграмма распределения REE (а) и редких элементов (б) для вулканитов конусообразных вулканов. Номера проб отвечают табл. 2.

химические особенности позволяют разделить базальтоиды конусообразных стратовулканов на толеитовую (северные постройки) и известково-щелочную серии островных дуг (южные) [4, 6, 7, 25].

Куполообразные стратовулканы позднеолигоцен-раннемиоценового возраста развиты на севере площади в районе скв. 448 [7, 11, 16, 24]. Вулканические породы формируют ряд от базальтов до К-На трахитов (48–62% SiO_2) (табл. 2, рис. 3а, 3б). В этом же направлении идет накопление щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ до 9.52%), Rb (до 30.7 г/т), Ba (от 101 до 337 г/т). Всем породам свойственно высокое содержание Sr (322–436 г/т) и Zr (110–177 г/т). Для них характерно слабое фракционирование РЗЭ с накоплением легких: $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.8\text{--}3.14$ и $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.5\text{--}4.0$ и слабая отрицательные европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.79\text{--}0.9$) и Ta-Nb аномалии, характерные для вулканитов энсиматических островных дуг (рис. 6а, 6б). Породы этой постройки относятся к образованиям щелочного типа.

Интрузивные породы образуют ряд дифференциатов от габбро через диориты к плагиогранитам (табл. 3, рис. 3а, 3б). Они характеризуются низкими содержаниями титана, калия при резком преобладании натрия над калием, низкими значениями Rb (5–13 г/т), накоплением Ba (от 170 до 662 г/т), Sr (189–342 г/т) и Zr (32–128 г/т) от габбро до

Таблица 2. Представительные химические анализы петрогенных (масс.%) и редкометалльных (г/т) элементов в вулканитах хребта Кюсю-Палау

Образцы	2754-2	2754-1	2755-3	2755-1	2822-1-1	2823-1-4	2823-1-1	2822-1-8	2823-2-4	2822-1-3	2761-8	2771-1-5	2753-1	2771-1-8
Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48.09	48.56	49.01	49.20	50.93	52.96	64.80	48.86	48.80	—	49.83	54.54	49.30	50.25
TiO ₂	1.45	1.30	0.96	1.50	1.18	1.10	0.44	1.19	0.96	—	0.62	0.52	0.60	0.76
Al ₂ O ₃	16.02	15.60	17.21	16.40	14.40	18.50	18.04	15.88	21.38	—	16.58	17.07	18.60	18.01
Fe ₂ O ₃	12.94	3.30	11.05	3.55	7.60	9.17	4.02	9.04	9.29	—	10.60	8.56	4.78	10.27
FeO	—	8.95	—	8.46	7.54	0.70	0.49	6.78	1.61	—	—	—	4.26	—
MnO	0.16	0.17	0.12	0.20	0.24	0.20	0.04	0.23	0.16	—	0.18	0.20	0.17	0.16
MgO	3.57	4.55	4.35	3.27	3.62	2.34	0.91	2.50	5.34	—	4.70	5.33	6.60	4.91
CaO	10.47	10.11	11.01	9.19	8.27	6.08	3.18	10.08	4.77	—	10.24	6.73	11.40	9.04
Na ₂ O	3.54	3.27	2.66	3.40	2.92	4.69	4.89	2.79	3.69	—	2.55	3.05	2.24	2.68
K ₂ O	1.06	0.83	0.76	0.81	0.82	1.41	1.35	0.68	1.16	—	1.35	0.83	0.80	0.97
P ₂ O ₅	1.24	0.90	0.75	1.21	0.12	0.15	0.23	0.23	0.10	—	0.06	0.12	0.24	0.09
п.п.п.	1.40	1.97	2.08	2.57	2.27	2.96	1.39	1.85	2.44	—	3.14	2.85	0.76	2.57
Сумма	99.94	99.51	99.96	99.76	99.91	100.26	99.78	100.11	99.70	—	99.85	99.80	99.75	99.71
Rb	18	13.0	5.21	3.83	12.00	29.26	4.93	10.00	24.98	24.61	16	10	8	16
Sr	438	417.0	329.78	369.85	226.00	164.12	160.19	177.00	134.70	131.57	266	325	374	324
Ba	408	358.0	148.54	305.78	192.00	101.81	110.92	34.00	46.77	46.77	98	664	299	402
Zr	92	74.11	54.63	89.90	33.00	85.58	98.42	48.00	35.69	35.21	43	46	44	41
Ti	8710.61	7693.23	5398.12	8146.34	6025.90	5594.83	2744.20	5795.73	4945.89	5002.03	3642.76	3024.55	3489.92	4238.14
Nb	5.3	4.0	1.48	2.96	2.00	2.70	4.43	3.00	0.36	0.34	3.1	3.0	4.35	3.0
Y	46	38.0	44.53	36.26	21.00	25.92	26.36	44.00	16.64	16.49	19.1	17	17.1	15.0
Hf	2.25	1.81	1.56	2.59	1.45	2.58	2.96	1.44	1.21	1.22	1.03	0.94	1.01	0.90
Ta	0.14	0.27	0.07	0.14	0.05	0.16	0.26	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.08	0.04
La	21.47	19.09	26.50	23.95	4.98	6.20	9.28	6.48	3.16	3.06	5.57	7.07	8.35	4.92
Ce	33.98	28.97	23.22	39.34	6.07	14.01	18.87	6.49	5.43	5.39	9.36	14.07	16.75	11.87
Pr	4.74	3.97	4.41	5.14	1.43	2.15	2.76	1.60	1.01	1.01	1.65	1.70	1.99	1.15
Nd	20.90	17.30	19.53	22.04	7.75	11.09	13.38	8.62	5.60	5.56	8.02	7.46	8.54	5.33
Sm	4.62	3.80	4.05	4.76	2.47	3.41	3.56	2.64	1.86	1.87	2.09	1.75	1.94	1.42
Eu	1.49	1.23	1.27	1.48	0.92	1.25	1.23	0.99	0.72	0.72	0.69	0.58	0.63	0.55
Gd	6.06	4.94	5.78	6.12	3.90	4.82	4.72	4.32	2.83	2.87	2.79	2.24	2.45	1.92
Tb	0.87	0.70	0.83	0.89	0.64	0.77	0.72	0.71	0.46	0.46	0.41	0.32	0.34	0.28
Dy	5.62	4.60	5.56	5.71	4.47	5.05	4.77	5.05	3.20	3.22	2.74	2.18	2.31	1.96
Ho	1.21	0.98	1.27	1.23	0.98	1.06	1.01	1.14	0.67	0.69	0.55	0.45	0.48	0.40
Er	3.57	2.94	3.83	3.67	2.91	3.12	3.03	3.46	1.98	2.07	1.60	1.39	1.45	1.20
Tm	0.50	0.41	0.54	0.52	0.39	0.43	0.43	0.48	0.27	0.27	0.21	0.19	0.19	0.15
Yb	3.41	2.82	3.60	3.67	2.69	2.90	3.02	3.24	1.85	1.89	1.45	1.37	1.39	1.11
Lu	0.52	0.43	0.57	0.57	0.40	0.42	0.46	0.49	0.26	0.26	0.21	0.19	0.2	0.14

Таблица 2 (окончание)

Образцы	2771-1-9	2821-1-1	2830-1-7	2830-1-2	2828-1-1	2820-4-1	2830-1-4	2833-1-2	2833-1-4	2833-1-5	2833-1-6	2833-2-1	2833-2-3
Элементы	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	50.27	52.96	48.00	48.63	56.60	63.00	—	49.35	49.47	48.53	52.60	61.76	61.1
TiO ₂	0.78	0.76	0.53	0.68	0.94	0.50	—	1.46	1.78	2.03	1.30	0.37	0.4
Al ₂ O ₃	18.14	18.84	18.79	16.69	15.15	14.45	—	17.9	16.64	13.39	16.51	18.69	17.23
Fe ₂ O ₃	9.96	7.94	6.07	6.84	8.70	4.75	—	8.97	7.2	8.56	5.37	3.91	3.52
FeO	—	1.32	3.34	3.95	2.50	1.10	—	2.17	4.54	5.50	3.13	0.77	0.94
MnO	0.13	0.23	0.15	0.16	0.12	0.12	—	0.13	0.16	0.19	0.26	0.12	0.1
MgO	5.09	3.75	8.40	7.01	3.66	2.54	—	2.6	4.4	4.97	3.25	1.15	0.95
CaO	9.27	6.33	8.59	8.03	6.72	5.31	—	9.4	7.97	8.27	6.69	2.23	2.55
Na ₂ O	2.50	3.93	2.62	2.92	3.37	4.99	—	3.63	3.78	3.22	4.61	6.73	6.36
K ₂ O	1.07	1.22	0.60	1.33	0.80	1.80	—	0.61	0.56	0.68	0.72	2.79	2.79
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.06	0.12	0.12	0.06	—	0.56	0.26	2.11	1.77	0.18	0.18
п.п.п.	2.39	2.47	2.53	3.27	1.42	1.27	—	3.2	3.18	2.65	4.28	1.38	3.76
Сумма	99.72	99.81	99.68	99.63	100.10	99.89	—	99.98	99.94	100.10	100.49	100.08	100.38
Rb	17	12	25.75	30.0	16.99	13.91	12.20	17.34	8.12	11	7.91	30.67	5.92
Sr	326	226	77.60	88	116.78	158.86	87.34	351.32	322.65	385	436.07	183.40	351.72
Ba	344	192	10.65	39.0	46.17	151.10	19.22	100.80	166.23	104	108.99	337.37	55.32
Zr	40	33	15.83	17.0	19.12	20.50	8.70	145.34	154.20	146	177.27	110.52	59.90
Ti	4555.36	3878.79	3038.81	3255.85	5308.26	2389.62	3240.30	44124.4	47982.5	44676.1	26981.9	8860.08	4269.77
Nb	3.0	2.01	0.11	2.0	0.86	1.05	0.10	5.05	5.58	7.0	8.98	6.50	1.45
Y	16	21	9.97	13.0	19.12	19.50	8.44	44.38	66.62	85	74.95	26.97	42.75
Hf	1.01	0.99	0.57	0.52	1.63	0.92	0.40	3.88	4.18	3.97	5.08	3.60	1.75
Ta	0.04	0.02	—	—	0.05	0.08	—	0.30	0.33	0.41	0.66	0.50	0.09
La	5.73	2.70	0.62	0.59	3.06	5.03	0.55	16.83	29.38	37.61	32.05	18.09	20.05
Ce	13.55	6.38	1.99	2.03	8.48	12.04	1.75	32.71	35.54	33.09	49.08	40.33	16.24
Pr	1.33	1.00	0.39	0.36	1.37	1.83	0.33	4.89	6.15	7.59	8.07	5.32	3.89
Nd	6.11	5.49	2.52	2.37	7.50	9.16	2.17	23.72	29.19	36.42	38.43	22.50	18.44
Sm	1.61	1.80	1.01	0.97	2.47	2.53	0.87	5.92	6.95	8.31	9.12	4.73	3.99
Eu	0.61	0.65	0.44	0.42	0.87	0.75	0.37	1.87	2.17	2.50	3.01	1.24	1.28
Gd	2.21	2.67	1.66	1.58	3.49	3.42	1.39	7.62	9.38	11.42	11.67	5.51	5.68
Tb	0.32	0.44	0.28	0.27	0.56	0.54	0.23	1.14	1.38	1.69	1.75	0.80	0.82
Dy	2.21	3.07	1.98	1.95	3.78	3.58	1.68	7.37	9.02	11.07	11.25	5.03	5.47
Ho	0.45	0.67	0.42	0.41	0.80	0.76	0.35	1.58	2.01	2.53	2.46	1.02	1.26
Er	1.34	2.00	1.23	1.23	2.32	2.26	1.03	4.70	6.05	7.54	7.29	3.05	3.84
Tm	0.17	0.28	0.16	0.17	0.32	0.32	0.13	0.66	0.87	1.08	1.04	0.43	0.53
Yb	1.23	2.00	1.13	1.24	2.25	2.25	1.00	4.59	5.80	7.29	7.12	3.07	3.59
Lu	0.17	0.29	0.15	0.17	0.32	0.32	0.14	0.71	0.91	1.16	1.11	0.45	0.55

Таблица 3. Представительные химические анализы петрогенных (масс.%) элементов в интрузивных породах хребта Кюсю-Палау

Образцы	2771-4-24	2752-1-6	2771-4-19	2771-4-21	2771-4-3	2771-4-4	2771-4-10
Элементы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50.6	50.62	52.16	52.6	54.89	54.98	57.41
TiO ₂	0.99	0.88	0.68	0.65	0.66	0.66	0.52
Al ₂ O ₃	14.71	19.76	19.71	18.26	18.16	18.04	19.74
Fe ₂ O ₃	11.91	9.75	9.21	7.97	8.85	8.73	6.48
MnO	0.18	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.08
MgO	7.59	4.33	3.68	5.95	3.68	3.56	2.69
CaO	9.29	8.7	10.6	9.48	8.62	8.54	7.82
Na ₂ O	2.04	2.84	2.41	2.87	3	2.78	3.5
K ₂ O	0.89	0.85	0.24	0.42	0.93	1.09	0.21
P ₂ O ₅	0.09	0.13	0.08	0.05	0.11	0.08	0.15
п.п.п.	1.35	1.71	0.75	1.3	0.66	1	1.08
Сумма	99.64	99.72	99.67	99.7	99.7	99.61	99.68

Таблица 3 (окончание)

Образцы	2771-4-9	2771-4-15	2771-4-26	2771-4-27	2771-4-18	2771-4-13
Элементы	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	57.57	57.67	59.04	65.75	71.69	72.34
TiO ₂	0.62	0.42	0.43	0.36	0.38	0.36
Al ₂ O ₃	18.68	23.45	21.33	16.87	14.82	14.47
Fe ₂ O ₃	8.36	3.06	4.97	4.84	2.75	2.34
MnO	0.11	0.04	0.02	0.08	0.04	0.02
MgO	2.01	1.27	2.13	1.9	1.15	0.88
CaO	7.89	7.79	3.75	3.82	3.17	3.39
Na ₂ O	3.86	3.76	3.43	3.08	4.09	4.52
K ₂ O	0.05	0.86	1.88	1.03	0.5	0.57
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.12	0.15	0.08	0.2
п.п.п.	0.48	1.37	2.8	1.96	1.13	0.72
Сумма	99.74	99.8	99.9	99.84	99.8	99.81

Примечание. Обр. 1 – габбро, 2 – габбро-норит, 3–6 – габбро-диорит, 7–10 – диорит, 11 – тоналит, 12–13 – плагиогранит. Анализы из статьи [9].

гранитов. Высокое отношение натрия к калию и низкое значение коэффициента агапитности (0.2–0.48) позволяют отнести эти породы к образованиям известково-натриевого ряда. По соотношению Rb–Sr и Ba–Sr эти породы группируются в области производных известково-щелочной островодужной магмы [9].

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

По данным НСП осадочный чехол подразделяется на две толщи: слабо стратифицированную толщу 1 и вышележащую хорошо стратифицированную толщу 2. Мощность этих толщ достигает в отдельных впадинах 400 м, выклиниваясь в бортах на склонах вулканических построек [1].

←
Примечание. Вулканические породы: 1–10 – щитовых вулканов; 11–21 – конусообразных стратовулканов; 22–27 – куполообразных стратовулканов. Обр. 1–5, 8–11, 13–15, 17, 18, 21–25 – базальты, 12, 16, 19, 20 – андезиты, 6 – трахиандезит, 7, 26, 27 – трахиты. Химические анализы на петрогенные элементы взяты из статьи [15]; анализы на редкометалльные элементы выполнены в ИТиГ ДВО РАН в 2009 г. на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (аналитики Д. В. Авдеев, В. Е. Зазулина). Прочерк – нет данных.

Нижняя толща по микропалеонтологическим данным подразделяется на три горизонта, литологический состав которых достаточно однороден и зависит от состава близлежащих вулканических построек. К нижнему горизонту отнесены пелагические литифицированные глины, осадочные брекчии раннепалеоценового—среднеэоценового возраста. Ранеэоценовые туфогенные глины, пепловые, агломератовые и спекшиеся туфы, вулканические брекчии, туфопесчаники слагают средний горизонт. Туфогенные глины, пепловые, туфоалевролиты, лапиллиевые туфы позднеэоценового—раннемиоценового возраста отнесены к верхнему горизонту. К толще 2 отнесены нанофоссиленные, известковистые илы, в различной степени литифицированные пелагические глины, осадочные брекчии, отложения с ЖМК, рифогенные известняки верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста [24].

ТЕКТОНИКА

Разломно-блоковая тектоника в формировании морфоструктуры Кюсю-Палау играет важнейшую роль. По данным непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) и морфологическим элементам дна выделяются и прослеживаются разломы субширотного, субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания [1, 6, 11].

Субмеридиональные разломы протягиваются примерно на расстояние до 200 км, отклоняясь в северной части площади к западу. В глубоководных котловинах они не фиксируются, и их следует рассматривать в качестве частных дизъюнктивных линеаментов, присущих непосредственно хребту Кюсю-Палау. Время их заложения определяется как до среднемиоценовое. Разломы северо-восточного направления прослежены на расстоянии примерно 80 км. Они в большинстве случаев наложены на субмеридиональные, проявляются в седиментационных бассейнах, выполненных толщиной 1, и контролируют распределение мощности толщи 2. Время их заложения — предположительно средний олигоцен, а активное развитие продолжалось в позднем миоцене. Разломы субширотного направления приурочены к депрессионным структурам. Они трассируют разломные зоны, пересекающие хребет практически в крест его простирания. К этим зонам приурочены вулканические постройки самых молодых куполообразных стратовулканов (рис. 2). Дуговыми и северо-восточными разломами контролируется ряд приподнятых и относительно опущенных блоков (тектонических горстов и грабенов) преимущественно субмеридионального и северо-восточного простираний. Дугообразная, горстовая морфоструктура выделяется на восточном склоне Кюсю-Палау на широте 15°. Несколько подобных структур выделяется южнее.

Местами они чередуются с межгорными впадинами — грабенами. Немногочисленные разломы субширотного и северо-западного простирания, вероятно, были заложены в среднем олигоцене и проявляясь в позднем олигоцене-неогене [1].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хребет Кюсю-Палау — протяженная субмеридиональная структура, разделяющая Филиппинское море на две части: западную и восточную, определяющее место в которых составляют глубоководные котловины — Западно-Филиппинская и Паресе-Вела, Сикоку. Котловины характеризуются типичной океанической корой мощностью 4–6 км. Земная кора под хребтом составляет 12–15 км [13, 23]. Увеличение мощности коры под этой структурой привело к образованию в ее нижней части локальных очагов плавления и дифференциации магматического расплава вплоть до появления полнокристаллических габбро-гранитов, кристаллизовавшихся в условиях малых глубин.

В изученной его части основными рельефообразующими элементами являются вулканические сооружения: небольшие горные цепи, плато и отдельные вулканы, покоящиеся на едином цоколе шириной до 50 миль. По особенностям рельефа и геологическому строению они разделяются на три типа: щитовые вулканы; конусообразные и куполообразные стратовулканы. Приведенные данные по геологическому строению и геохимии магматических пород южной части хребта Кюсю-Палау свидетельствуют о его сложном гетерогенном строении и длительной эволюции.

По проблеме происхождения хребта у исследователей нет единого мнения. Ряд исследователей считают, что хребет Кюсю-Палау имеет более сложное строение, и большая его часть сформировалась в геодинамических условиях, близких к образованию океанических островов [11, 16, 25]. В пользу этого представления, по их мнению, свидетельствует наличие щитовых вулканов, напоминающих гавайский тип, базальты которых близки океаническим толеитам, а Na трахиты — к внутриплитовым образованиям.

Другие, вслед за Каригом [2, 21, 22], относят его к остаточной островной дуге, заложившейся на океанической коре и сформировавшейся в составе Марианской островодужной системы в поздне-мезозойско-раннепалеоценового времени и отделившейся от нее в позднем олигоцене-раннем миоцене. Это представление согласуется с нашими данными о позднемиоценовом времени начала формирования дуги, на что указывает возраст метаморфически измененных вулканитов, составляющий 91 млн лет [5]. Это по времени совпадает

с поздне меловой субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент, установленной многими исследователями на окраине континента [10, 14]. Согласно вышеуказанным авторам, в этот период формируются окраинно-континентальные вулканические пояса (Восточно-Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский). Часть вулканических пород хребта Кюсю-Палау характеризуются в разной степени проявленной Ta-Nb отрицательной аномалией, что свойственно вулканическим образованиям известково-щелочного типа субдукционных (конвергентных) или постсубдукционных геодинамических обстановок.

На южном участке хребта Кюсю-Палау в позднем эоцене-раннем олигоцене (31.5–34.0 млн лет) в режиме сжатия процессы вулканизма проявились в формировании конусообразных стратовулканов с субаэральным характером извержения. Слагающие их вулканиды представлены рядом базальто-риолиты с четко проявленным Ta-Nb минимумом (рис. 5б). Они относятся к толеитовым и известково-щелочным островодужным образованиям, что позволяет отнести эту часть хребта к остаточной островной дуге.

В позднеолигоцен-раннемиоценовое время происходило формирование куполообразных вулканических построек, сложенных вулканидами щелочного состава. Формирование построек этих вулканов происходило в условиях растяжения и отражает, вероятно, начало тафrogenной деструкции хребта, по времени совпадающий с первыми эпизодами рифтогенеза в котловине Паресе-Вела [7, 11, 16]. Смена геодинамических условий в процессе геологического развития хребта в значительной степени определила состав слагающих его вулканических пород, имеющих глубинную мантийную природу.

Главным фактором формирования хребта Кюсю-Палау был разновозрастный вулканизм от мелового до позднемиоценового возраста, в процессе которого формировались постройки различного типа и вулканиды различного состава от океанических толеитов до известково-щелочных вулканидов островодужного типа. Этот вулканизм привел к формированию современной структуры хребта и увеличению мощности земной коры под ним до настоящих параметров.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН: проекты № 12-III-A-07-122 и № 15-I-1-006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Безверхний В.Л., Карнаух В.Н.* О результатах непрерывного сейсмического профилирования в центральной части хребта Кюсю-Палау // Тихоокеанская геология. 1993. № 6. С. 13–23.
2. Геология дна Филиппинского моря / Под ред. Пейве А.В. М.: Наука, 1980. 261 с.
3. *Евланов Ю.Б., Мишкин М.А., Тарарин И.А.* Метаморфический комплекс южной части подводного хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: изд-во ДВНЦ, 1978. С. 26–36.
4. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 649–670.
5. *Леликов Е.П.* Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. 168 с.
6. *Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Съедин В.Т. и др.* Новые данные по геологии Филиппинского моря. Владивосток: Препринт, 1990. 70 с.
7. *Леликов Е.П., Съедин В.Т.* Геология и геохимия магматических пород хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море). М.: ГЕОС, 2009. Т. V. С. 85–90.
8. *Леликов Е.П., Съедин В.Т., Бадрединов З.Т. и др.* Результаты геологических исследований в рейсе НИС “Профессор Богоров” (33, 1990 г.) // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 162–166.
9. *Маляренко А.Н., Леликов Е.П.* Габбро-плагиогранитные и плагиогранитные ассоциации Филиппинского моря // Тихоокеанская геология. 1994 № 1. С. 28–38.
10. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 13. № 1. С. 1–16.
11. *Мельниченко Ю.И., Сваричевский А.С., Съедин В.Т., Точилина С.В.* Рельеф хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 16–35.
12. *Остапенко В.Ф., Нарыжный В.И.* О плагиогранитах, впервые поднятых с подводного хребта Кюсю-Палау // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 687–690.
13. *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. Вып. 9. № 1. С. 79–89.
14. *Сахно В.Г., Акинин В.В.* Первые данные U-Pb-датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226–231.
15. *Сваричевский А.С.* Рельеф дна Филиппинского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 49–68.

16. *Сьедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н.* Особенности строения и вулканизма хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // (Материалы Всероссийской научной конференции) Магадан, 2005. С. 132–135.
17. *Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoritic and Solar // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 197–214.
18. *Geology of the Northern Philippine Sea. Geological Results of the GDP Cruises of Japan // Tokay Univ. Press. Japan, 1985. 288 p.*
19. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling project. Wash.: U.S. Govern. Print. Off., 1975. V. 31. 753 p.*
20. *Initial Reports of Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Govern. Print. Off., 1981. V. 59. P. 315–400.*
21. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // *J. Geoph. Res.* 1971. V. 76. P. 2542–2561.
22. *Karig D.E.* Basin genesis in the Philippine Sea // *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1975. V. 31. P. 857–879.*
23. *Louden K.E.* The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippin sea as compared of the Pacific // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 275–288.
24. *Melnichenko Y.I., Popova I., Sedin V.T., Tochilina S.V.* Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Phillippine Sea // *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 1999. V. 118. P. 183–192.
25. *Shecheka S.A., Vysotskiy S.V., S'edin V.T., Tararin I.A.* Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea floor // *Geology and Geophysics of the Philippine Sea. Tokyo: Terrapub, 1995. P. 251–278.*

Geology and Geochemistry of the Magmatic Rocks of the South Part of the Kyushu-Palau Ridge in the Philippine Sea

E. P. Lelikov, V. T. Sedin, A. A. Pugachev

Volcanic structures – plateau rises, mountain massifs, shot ridges and single volcanoes are main relief formative elements of the south part of the Kyushu-Palau Ridge. These structures are divided to three types: the shield volcanoes, cone-shape volcanoes, dome-shape volcanoes. These volcanoes consist of the volcanic rocks of deep mantle nature. This Ridge was formed on the oceanic crust in the Late Mesozoic and it endured some stages of extension and compression of different character and power. Main factor of formation of the Kyushu-Palau Ridge was an uneven-aged volcanism – from the Cretaceous to the Late Miocene. This volcanism is presented of different volcanic rocks – from the oceanic tholeiites to the calc-alkaline basaltoids which contributed to growth of the Earth Crust under the Kyushu-Palau Ridge.