

УДК 551.432.7(469.811)

© 2018 г. А.А. ЛУКАШОВ

**ФОРМИРОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО, МЕТАВУЛКАНИЧЕСКОГО  
И ЭПИВУЛКАНИЧЕСКОГО  
РЕЛЬЕФА ОСТРОВА МАДЕЙРА**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
географический факультет, Москва, Россия  
E-mail: smoluk@yandex.ru*

Поступила в редакцию 14.04.2017

О-в Мадейра принадлежит одноименному вулканическому архипелагу. Он отделен от марокканского шельфа неровным океаническим ложем глубиной 3–4 км. Остров представляет собою надводную часть крупного комплексного полуразрушенного щитового вулкана высотой 6 км над дном океана, что по размаху сравнимо с крупнейшими вулканами материков. Мадейра венчает подводный вулканический хребет в дистальной части скопления подводных гор к ЮЗ от Пиренейского п-ова. В позднем кайнозое Мадейра испытала бурное вулканическое развитие, сменившееся в неоплейстоцене—голоцене тектоническим воздыманием, сейсмической и экзогенной моделировкой. Считается, что Мадейра на протяжении неогена находилась над горячей точкой – выступом кровли мантии. Основной объем – цоколь сооружения – создан еще до плиоцена. Реликты миоценового вулканического рельефа – пологие подводные склоны щита – могли уцелеть в периферических секторах постройки, не испытавших масштабных гравитационно-тектонических перемещений. На протяжении последовавших 5 млн лет на островной поверхности Мадейры за счет наслаивания лавовых и туфовых покровов сформировался крупный надводный щитовой вулкан. Новые потоки лавы и толщи пирокластики погребали ранее отложенные толщи вулканитов основного и субщелочного состава. В дальнейшем эрозия, осуществив преимущественно перистое расчленение постройки, вскрыла древние формации, сохраняющиеся в недрах центральной части щита. Современный абрис вулкана не соответствует щиту совершенного профиля, особенно – в восточной, глубоко эродированной половине острова с эпивулканическим рельефом. Макроформы собственно вулканического рельефа (угасшей эруптивной деятельности) “читаются” местами лишь в приводораздельных частях внешних склонов островной суши и – более явственно – в среднегорной области молодых платобазальтов Паул-да-Серра на западе острова. Прекративший вулканические извержения о-в Мадейра являет собою модель ранних эпизодов развития новообразованной океанической суши. Данная модель, реализуемая ныне лишь в немногих вулканических архипелагах (Гавайи к СЗ от главного острова), может рассматриваться как сценарий эволюции поверхности Земли на переходе геологической истории от катархея к раннему архею.

**Ключевые слова:** вулканический комплекс, вулканические острова, экзогенные процессы, избирательная денудация, сейсмическое воздействие.

DOI: 10.7868/S0435428118020050

# FORMING OF VOLCANIC, METAVOLCANIC AND EPIVOLCANIC LANDSCAPES OF THE MADEIRA ISLAND

A.A. LUKASHOV

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia  
E-mail: smoluk@yandex.ru*

## Summary

The Madeira Island geographically belongs to the archipelago with the same name. It is separated from the Morocco continental shelf by the uneven oceanic bottom with depths varying between 3 and 4 km. The island itself is an above-water part of the complex partly eroded shield volcano about 6 km high above the surrounding ocean bottom. Such relative elevation is comparable with highest volcanic mountains of the continents. Madeira is situated on a crest of the submerged volcanic ridge at distal part of the seamountain massif to the southwest from the Pyrenean Peninsula. During the late Cenozoic the Madeira experienced dramatic endogenic activity followed by tectonic uplift with seismic and exogenic reworking during the Quaternary. It is commonly accepted that during the Neogene, the Madeira volcano was located above one of the hotspots associated with the Earth mantle roof bulge. The main volume of volcano – its foundation part – was formed before the Pliocene. Relics of the Miocene volcanic relief represented by gradual submerged lower slopes of the shield volcano may have partly remained uneroded at its peripheral sectors, which did not experience large scale gravitation-tectonic movements. During the following 5 million years, large above-water shield volcano was formed on top of the Madeira island surface as a result of accumulation of alternated lava and tephra layers. Younger lava and pyroclastic flows buried the older volcanic materials composed of basic and sub-alkaline rocks. Later the volcano became subject to erosion with radial feather-planform pattern of fluvial incisions exposing ancient volcanic rock formations buried under younger layers of the shield central part. The modern volcano planform differs from the ideal shield volcano shape, especially at its eastern part – severely eroded half of the island dominated by epivolcanic relief. Macro-scale landforms of unmodified volcanic origin are prominent only locally along the water divide parts of the island outer slopes and, more clearly, in the zone of moderate elevation mountains formed by young plateau basalts at the western part of the island. Presently inactive Madeira volcanic island represents a model of early stages of the newly formed oceanic land masses development. Such mode of development can at present be attributed to several volcanic archipelagos only (for example, the Hawaii to the northwest from the Main island). However, it can be considered as the generalized scenario of the Earth surface evolution at transition stage from Hadean (Katararchean) to Eoarchean about 3.8 billion years ago.

**Keywords:** volcanic complex, volcanic islands, erosion processes, selective denudation, seismic influence.

## Введение

О-в Мадейра в составе небольшого одноименного вулканического архипелага отделен от марокканского шельфа неровным океаническим ложем на глубине в среднем 3–4 км. Мадейра (736 км<sup>2</sup>) и соседние, меньшие о-ва Порту-Санту (43 км<sup>2</sup>), Дезерташ (14 км<sup>2</sup>) и Багио (4 км<sup>2</sup>) поднимаются над уровнем Атлантического океана в 675–750 км к ЗСЗ от города Агадира. Подножие архипелага охвачено изобатой 4000 м. В направлении ЗСЗ–ВЮВ длина его основания достигает 400 км. Протяженность же собственно о-ва Мадейры от мыса Понта-ду-Паргу (Pargo) до мыса Ильеу-ду-Фарол (Farol) составляет лишь 58 км при максимальной ширине 23 км. Господствующая вершина в центре главного острова – Пикю-Руйву (Pico Ruivo) поднимается до 1861 м (рис. 1). Еще две вершины, находящиеся в центральной части острова, превышают отметку 1800 м.

О-в Мадейра представляет собой надводную часть комплексного полуразрушенного щитового вулкана общей высотой 6 км над океаническим ложем. По совокупному размаху глубин и высот вулканическая конструкция Мадейры сравнима с крупнейшими вулканами материков. Среди островных вулканических сооружений, не принадлежащих срединно-океаническим хребтам, щит – в полном своем объеме – по своим параметрам уступает лишь Гавайям.

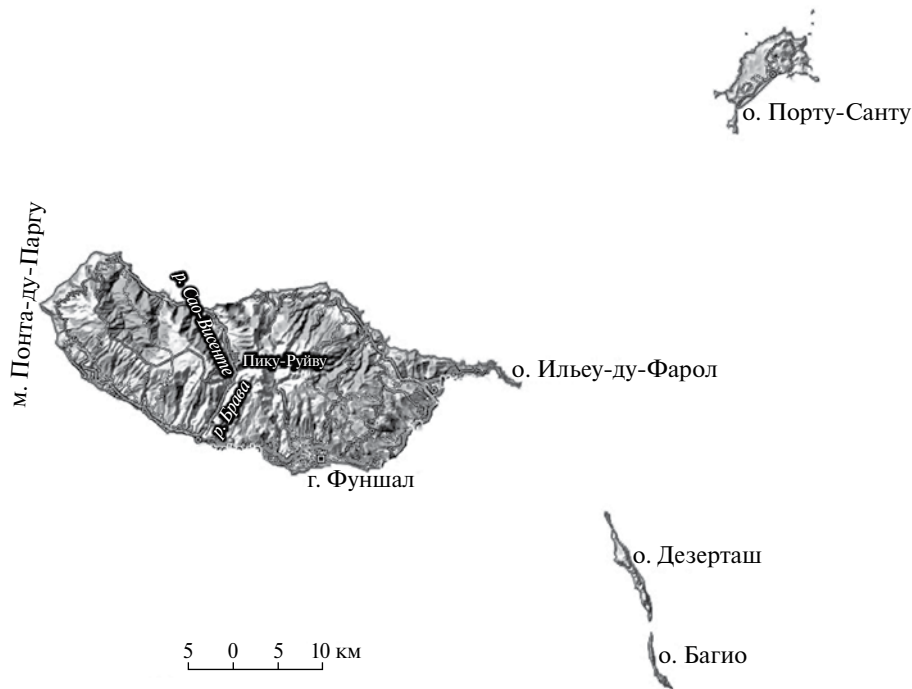


Рис. 1. Фрагмент топографической карты архипелага Мадейра

### Геоморфологическое положение и история вулканизма Мадейры

Мадейра венчает центральную часть подводного вулканического хребта в юго-западной части скопления гор, поднимающихся со дна океана и сосредоточенных к юго-западу от пиренейского мыса Сан-Висенти. Северо-восточнее и восточнее Мадейры дно океана изобилует подводными горами (Дасия, Сейн, Ампер, Жозефин, Торе, Дракон, Лион, Уникорн, Корал-Патч) [1]; некоторые из них почти достигают поверхности океана (банка Дасия — —23 м; банка Ампер, знаменитая своими формами, похожими на затопленные руины, — —60 м). Уже Ф. Махачек вполне обоснованно относил эти подводные горы к “несомненно вулканическим образованиям, склоны которых сплошь имеют уклон 0.1, аналогичный вулканическим конусам” [2, с. 592].

Будучи, таким образом, частью подводного (преимущественно) океанического вулканического нагорья, Мадейра испытала в неогене и в антропогене бурное вулканическое развитие. Оно унаследовано в неоплейстоцене—голоцене заметным тектоническим ростом, сейсмической и экзогенной моделировкой. Считается, что Мадейра на протяжении неогена находилась над горячей точкой, в которой поступление магмы на поверхность было связано с поднятием выступа кровли мантии, что и объясняет вулканическую природу роста острова. На основе радиометрического датирования вулканических пород, I. Geldmacher и К. Noenle [3] считают, что о-в Мадейра (возраст > 4.6 млн л.) соответствует текущему положению горячего пятна, обозначив его как “Hot Spot Madeira”. Ранее (11.1–14.3 млн л.н.) то же самое пятно сформировало подводный цоколь соседнего о-ва Порту-Санту; 31 млн л.н. появились подводные горы Сейн и Ампер, а 65–67 млн л.н. — Корал-Патч. Горы, возникшие на рубеже мела и палеогена, точнее — маастрихта и дания (в эпоху глобальной катастрофы Чиксулуб), сильно отличаются по составу от прочих. Они сложены сильно серпентинизированными перидотитами и габброидами, внедрившимися в виде мантийных протрузий ультраосновного состава в период наибольшего растяжения вдоль трансформного разлома. На рубеже кампана

и маастрихта, 70–72 млн л.н. “Hot Spot Madeira” создало геологическую основу горного массива Серра-де-Моншике в юго-западной провинции Португалии – Алгарве [3].

Пространственная и временная эволюция вулканической деятельности на Мадейре была определена трещинными вулканическими аппаратами вдоль недоразвитой широтной рифтовой зоны, затем превратившейся в систему разломов общего направления от ЗСЗ–ВЮВ до СЗ–ЮВ. Эти разломы практически не “читаются” в рельефе. Маскирующие их лавы обладают повышенной щелочностью; среди них преобладают слабо дифференцированные базаниты и щелочные базальты. Субщелочные породы представлены в редких обнажениях.

Различные составляющие архипелага Мадейра начали восходящее тектоническое развитие не одновременно. Считается, что первым – в миоцене (~8 млн л.н.) – над уровнем океана поднялся о-в Порту-Санту. Надводная Мадейра относительно молода: она появилась в качестве небольшого острова около 5 млн л.н. – на рубеже миоцена и плиоцена. Соответственно, геологический комплекс и рельеф о-ва Мадейра денудированы в меньшей степени, чем геолого-геоморфологический комплекс его северо-восточного “соседа”. С начала своего возникновения и до настоящего времени геологи различают три основные фазы процессов формирования о-ва Мадейра, обнажения пород которых встречаются в различных его частях [4].

В первую фазу, когда формировался нижний (Interior) вулканический комплекс, значительные излияния и эксплозии материала основного и субщелочного составов создали цоколь современного острова. В обнажениях на севере и северо-востоке Мадейры присутствуют породы конца подводной стадии строительства большого щитового вулкана. Самые старые коренные породы надводной (ныне) части острова представлены аргиллизированными гиалокластитам, гиалокластитовыми брекчиями и пластами подводных излияний лавы, прорезанными густой сетью гидротермальных прожилков. Образование минералов группы палагонита также указывает, как известно, на формирование вулкаников в подводных условиях. Группа исследователей [4] пришла к выводу о том, что данный комплекс имеет миоценовый, возможно, позднемиоценовый – мессинский возраст (ранее 5.5 млн л.). Дальнейшими восходящими тектоническими (либо вулкано-тектоническими) движениями эти породы подняты над уровнем океана и встречаются на абсолютных высотах до 700 м в районе Сао-Висенте (Sao Vicente).

Растущий со дна океана щит достиг глубин первых десятков метров не позднее 5.2 млн л.н. Соответственно, суммарная мощность пород нижнего вулканического комплекса составила около 4 км, то есть было сформировано более 2/3 объема конструкции. Таким образом, цоколь вулканического сооружения был оформлен еще до плиоцена. Реликты миоценового вулканического рельефа в виде пологих подводных склонов щита могли уцелеть во внешних секторах постройки, не испытавших масштабных гравитационно-тектонических перемещений.

В сравнительно спокойную фазу развития поверх вулкаников откладывались слоистые мелководные существенно карбонатные отложения. На правобережье реки Сао-Висенте описаны близгоризонтально залегающие или полого наклоненные на север обломочные известняки калькарениты, конгломераты и микроконгломераты со стекловатым цементом, а также рифовые известняки. Карбонатным толщам присущ обильный комплекс окаменелостей теплолюбивых организмов. Невыдержанный гранулометрический состав осадков указывает на присутствие как шельфовых, так и приурезовых фаций. Литология и ископаемые остатки принадлежат неритическим рифам средней части абразионно-аккумулятивной платформы и верхней части профиля подводной составляющей позднемиоценового побережья. Осадочная толща была перекрыта пирокластическим потоком – видимо, в центральной части острова, уже поднявшейся над урезом, начались наземные эксплозивные извержения с массовыми выбросами пироклаستيки.

Вышележащий промежуточный вулканический комплекс (“Intermediate”), формировался в течение плио-плейстоцена, начиная с 5.57 и вплоть до 1.8 млн л.н. Породы



Рис. 2. Эпивулканический рельеф существенно плейстоценовой дайковой и силловой “арматуры”, частично отпрепарированной избирательной денудацией, в среднегорье центральной части о-ва Мадейра (здесь и далее фото автора)

комплекса вскрываются местами в нижних частях врезов многих долин, веерообразно расчленяющих остров. Промежуточный комплекс материализуется в качестве второго этажа щитового вулкана Мадейра, формировавшегося уже в субаэральной среде и слагающего основной объем сооружения наземной Мадейры. Он возник при трещинных извержениях базанитов и базальтов в субширотной рифтовой зоне, чья вулканическая энергия проявилась в секторе между центральным массивом и восточной оконечностью острова, а также в западных прибрежных скалах.

В период, начиная от 3 млн л. до ~740 тыс.л.н., т.е. в течение накопления толщ не только промежуточного, но также и верхнего вулканических комплексов, – внедрилась масса даек и силлов основного состава. Произошло аномально плотное “насыщение” ими вулканических возвышенностей. Дайки нередко выступали в роли подводящих аппаратов базальтовых покровов, потоков и силлов Мадейры. Дайковая “арматура”, будучи на протяжении неоплейстоцена подчеркнута в ходе общего среза, предельно отчетливо обнажается в различных частях острова (рис. 2). Рельеф таких участков должен характеризоваться как “эпивулканический” – в понимании Е.Е. Милановского [5]. Имеется в виду рельеф денудационного происхождения, выработанный в более древнем вулканическом субстрате, в котором отсутствуют формы первичного вулканического происхождения. Однако в результате структурно-вещественной неоднородности эндогенного субстрата и избирательности денудации оказались отпрепарированными некоторые структурные и морфологические элементы комплекса, например “откопаны” поверхности лавовых потоков, отдельные аппараты центрального типа, подчеркнуты в микрорельефе дайки и силлы. Ю.Ф. Чемяков предлагал закрепить за формами экзогенной препарировки даек, силлов, некков и т.п. термин “денудационно-интрузивные образования” [6]; именно они, прежде всего, определяют здесь пластику ареалов эпивулканического рельефа.

Промежуточный эпивулканический комплекс состоит из трех последовательных вулкано-стратиграфических формаций: первая из них – энкумеада (Encumeada) – отвечает

началу строительства щита в субаэральной среде. Вулканиды поступали на поверхность в ходе извержений стромболианского типа. Вулканические конусы или системы трещинных аппаратов расположены вдоль рифтовой зоны, пересекающей центральные и восточные секторы Мадейры. Второй этап субаэральной вулканической активности – формация пенха (Penha) – отличался большим количеством стромболианских и гавайских пароксизмов – преимущественно в горах центрального региона. Комплекс венчает третья наземная формация курал-дас-фрейрас (Curral das Freiras), которая характеризовалась гавайским или стромболианским типом вулканизма. Трещинные аппараты располагались, вероятно, в регионе Паул-да-Серра (Paul da Serra) в центре западного сектора острова. Начиная со времени около 3 млн л.н., шло разрастание периферийных частей островного массива.

Наиболее поздний – верхний вулканический комплекс (1.8 млн л.н. – голоцен) – большей частью состоит из слоев лавы, излившейся в вершинной части вулкана. Считается, что 740–620 тыс.л.н. сформировалось вулканическое среднегорье, что сопровождалось взрывными выбросами тefры и образованием вдоль северного и южного берегов острова скальных сбросовых уступов высотой от 400 до 900 м [4].



*Рис. 3.* Вид со склонов Пикю-ду-Ариейру (Pico do Arieiro) на плато Паул-да-Серра с оптимальной сохранностью рельефа области угасшей вулканической деятельности

Около 550 тыс.л.н. собственно вулканический рельеф имел еще максимальное распространение на Мадейре: базальты тогда покрывали весь верхний ярус рельефа острова. Их трещинные излияния в районе Паул-да-Серра на высоте около 1500 м стали возможными благодаря раскрытию тектонического разлома горы Кана (Vica da Cana'). Ныне это одноименное плато высотой до 1620 м. В его пределах отмечается оптимальная сохранность рельефа области угасшей вулканической деятельности. Здесь отчетливо просматривается лавовый купол с уплощенной вершиной (рис. 3), осложненный кратерами, заполненными пирокластикой. Тому же верхнему комплексу принадлежат шлаковые конусы (некоторые из них выражены в мезорельефе и сохраняют форму небольшого моногенного вулкана). Последние извержения завершились на острове около 6.5 тыс.л.н.

### Экзогенная моделировка комплекса

Толщи вулканитов верхнего комплекса густо и глубоко расчленены, в результате чего они теперь далеко не полностью покрывают остров [7]. Крутостенные каньоны р. Брава (Ribeira Brava) и р. Сао-Висенте глубиной до 800 м и до 1200 м, соответственно, расщелили остров в близмеридиональном направлении почти пополам. Мешкообразные долины, осваивающие руины плейстоценовых кальдер, например Курал-дас-Фрейрас диаметром 4 км и глубиной 1100 м в южной половине острова и несколько меньшая по размерам Жанела (Janela) на западе, так же, как и “сквозные” блокоразделяющие ущелья, вскрывают позднеплиоценовые трахидолериты, туфы и шлаки, извергнутые из нескольких трещинных аппаратов и кальдер. По ходу терминальных проявлений затухающей вулканической активности эрозионное расчленение комплекса частично “каналлизировало” молодые лавовые потоки, местами достигавшие береговой зоны по долинам, например, Сао-Висенте с ее знаменитыми лавовыми тоннелями (опустошенными лавоводами) – “Гротами” (“Grotas”), чей возраст оценивают в 890 тыс.л. На северо-западе острова один из таких потоков, распространившийся по ущелью р. Сейшал (Seixal), достиг берега и сформировал при “впадении” в океан относительно свежую лавовую дельту, однако, уже существенно абрадированную по фронту волнового воздействия. Местами с поздними эпизодами вулканизма связано образование лахаров, толщи несортированных отложений которых “вписаны” в верхние ярусы днищ некоторых эрозионных долин.

Таким образом, на протяжении 5 млн лет – вплоть до начала неоплейстоцена – за счет наслаивания лавовых и туфовых покровов на поверхности Мадейры сформировался крупный щитовой вулкан. Новые потоки лавы перекрывали и погребали ранее отложенные толщи вулканитов. Но в дальнейшем эрозия, осуществив перистое расчленение постройки гигантскими барранкос, вскрыла более древние формации, сохраненные в погребенном виде в центральной части щита. Абрис вулкана уже не соответствует щиту совершенного профиля, особенно – в восточной, глубоко эродированной половине острова.

Итак, по завершении активного периода “восходящего” вулканического развития массив Мадейры, прежде всего – в своей надводной части – подвергся широкому спектру разрушительных процессов. Именно они и определили современный, преимущественно *метавулканический* характер рельефа. Такой тип рельефа, как полагает Е.Е. Милановский [6], образуется в тех случаях, когда первичный вулканический рельеф в той или иной мере изменен под воздействием денудации, аккумуляции и тектонических деформаций. Все же основные формы вулканических построек еще сохраняются или хотя бы “угадываются”. Собственно вулканическому рельефу ныне принадлежат на Мадейре остатки платобазальтов во внутренних районах западной половины острова и местами – уплощенные поверхности междуречий в пределах его внешних макросклонов (рис. 3, 4).

Процессы химического выветривания обеспечивают развитие чехла глинистых и глинисто-сапиритовых красноцветных кор на приводораздельных сложенных участках в лесных ландшафтах нижних ярусов рельефа. Нелитифицированные вулканические



Рис. 4. Вид со стороны города Фуншал на южный макросклон полуразрушенного щита Мадейры с сочетанием метавулканического и собственно вулканического рельефа

туфы и продукты выветривания активно вовлекаются в оползневые смещения. По ущельям Мадейры эпизодически проходят селевые потоки и наносоводные паводки, вынуждающие порою создавать многоступенчатую инженерную защиту. Аллювиальные и пролювиальные комплексы рыхлых пород, выстилающие узкими полосами современные днища относительно крупных эрозионных долин, практически не заканчиваются речными дельтами в береговой зоне. Терригенные массы, вынесенные на крутые подводные склоны острова, распределены по ним, не образуя авандельты. Последние переработаны мощным океаническим волнением в батиметрическом диапазоне до  $-150$  м на протяжении смен плейстоценовых оледенений и межледниковий.

Фланговые части базальтовой конструкции, опирающиеся на крутые (до первых десятков градусов) подводные склоны щита, испытали серию масштабных гравитационно-тектонических отседаний типа гигантских надводно-подводных оползней. D. Rodrigues [8] намечает, как минимум, три подобных амфитеатра, очерчивающих арены смещения: 1) в обрамлении территории города Фуншал – со сходом тела макрооползня в ЮЮВ направлении; 2) в районе Сантана – Порто-Круз – с перемещением гравитационно-оползневой массы на СВ; 3) северо-западнее устья р. Сао-Висенте, отмечающего последствия нисходящего движения крупнейшей макрооползневой массы на ССЗ. Гравитационно-тектонические амфитеатры разобщены фронтальными уступами, в частности грандиозным обрывом мыса Жирао (Cabo Gírao) высотой 580 м. Дистальные части гравитационно-тектонических образований обнаруживаются на глубинах 2000–3000 м в 15–50 км от современной береговой линии острова.

#### **Эндогенное воздействие на конструкцию вулканического щита**

Как дискретному гравитационно-тектоническому разрушению краевых частей островного массива, так и его густому и глубокому эрозионному расчленению способствовало позднеэотектоническое воздымание интрузивной природы. Молодая тектоника и прежде всего – сейсмотектоника – также играет определенную роль в разрушении вулканической конструкции. Современная сейсмичность данной части Атлантики способствует разрушению периферии острова. Последнее сильное землетрясение собственно на Мадейре произошло в 1748 г. Временный шаг разрушительных землетрясений на траверсе юго-западной оконечности Пиренейского полуострова оценивается специалистами в 400 лет – “ежесекундно” в геологическом масштабе времени. Наиболее известное землетрясение 1755 г. с 12-балльным эпицентром на дне океана между Мадейрой и Лиссабоном генерировало цунами в Лиссабоне, на Мадейре и на Азорских островах. О-в Мадейра тогда испытал подъем уровня воды 5 м (в г. Фуншал), а на о-ве Порту-Санту волна проникла на 200 м в пределы суши [9]. Морфологические следы удара цунами в виде высоких клиффов и редуцированных прислоненных валунных пляжей встречаются во многих местах побережья, особенно – на юго-востоке острова. Отступающие



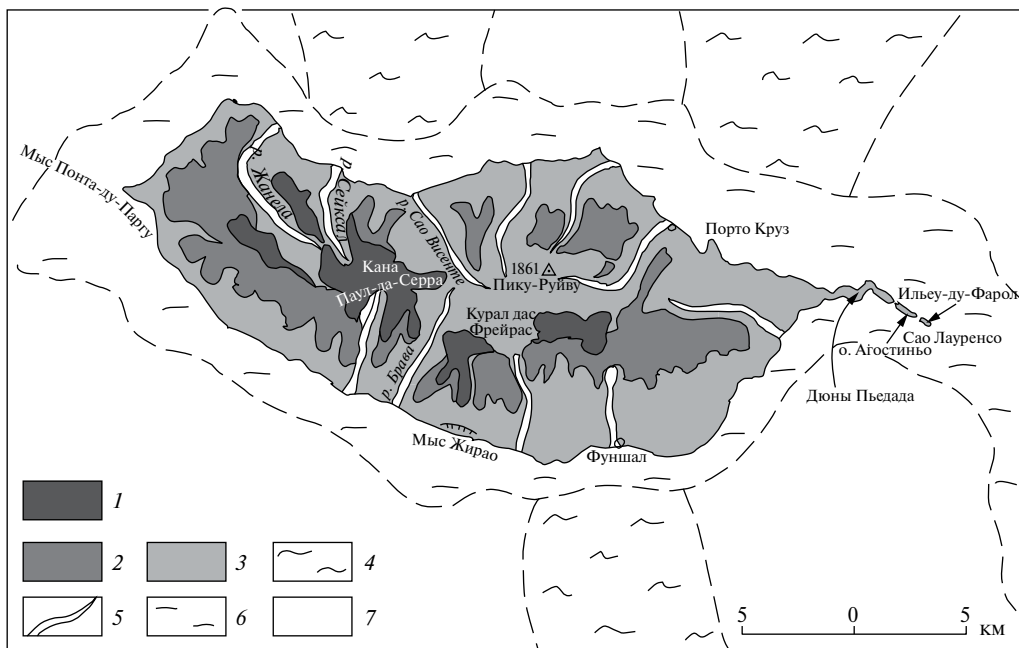


Рис. 5. Ареалы типов рельефа в пределах и по внешней периферии о-ва Мадейра

Рельеф: 1 – свежий областей угасшей вулканической деятельности, 2 – метавулканический, 3 – эпивулканический, 4 – подводный аккумулятивный, связанный с масштабными гравитационно-тектоническими смещениями фрагментов периферии вулканического щита (с использованием данных [8]); 5 – наиболее крупные эрозионные долины – гигантские барранкос; 6 – зона преимущественно абразивной переработки вулканического субстрата в течение эпох плейстоценовых оледенений; 7 – подводные макросклоны вулканического щита, не подвергшиеся существенной гравитационно-тектонической либо экзогенной моделировке

навстречу друг другу – в пределы островной суши – сейсмоабразионные клифы местами сузили юго-восточный полуостров до гребневидных перемычек, а его окончание фрагментировали на небольшие островки Агостиньо (Ilheu do Agostinho), Сао-Лауренсо (Ilheu do Sao Laurencos) и более мелкие.

### Экзогенная аккумуляция

Преимущественно разрушительное воздействие внешних агентов на вулканическую конструкцию Мадейры лишь местами уступает место процессам аккумуляции. Так, в пределах юго-восточного полуострова сосредоточена толща эолового песка “Дюны Пьедада” (Dunas di Piedada) мощностью до 30–40 м. Этот мелкий светло-серый хорошо отсортированный песок, состоящий из обломков детрита, минеральных зерен (в том числе оливина и пироксена) и мельчайших обломков базальта, длительное время разносился ветром с пляжей и осаждался вне побережья уже как субаэральная фация. Исходно морское происхождение песков подтверждается наличием осколков морских организмов: спикул иглокожих, известковых водорослей, ракуши и фораминифер. Субаэральная среда отложения доказывается наличием палеопочв, разделяющих пачки нескольких генераций эоловых отложений. Возраст эолового комплекса – от среднего плейстоцена до голоцена (до 8500–4500 л.) [10], что позволяет лимитировать время главных вулканических событий на полуострове, которые сформировали конусы и недавние разливы лавы, покрытые ныне эоловыми образованиями.

Аккумулятивные тела карманных валунно-галечных пляжей и локальные эоловые дюны береговой зоны своим ничтожным — по площади — распространением на Мадейре лишь подчеркивают преобладающую тенденцию разрушительной переработки надводной части комплексного щитового вулкана. Достаточно экзотическим для субтропиков можно признать проявление криогенеза в среднегорье Мадейры в эпохи плейстоценовых оледенений: следы солифлюкции, эмбриональные структурные грунты, отмеченные А. Врум да Силвейра и его соавторами [11] на плато Паул-да-Серра. Ими же описаны там гляциальные формы рельефа и очень грубые морены, приписываемые действию ледника норвежского типа.

### Заключение

Затухающие поствулканические явления на Мадейре проявляются ныне лишь при выделении глубинных газов в транспортных и гидротехнических тоннелях острова. По существу прекративший свою вулканическую деятельность о-ва Мадейра, пространственно сочетающий на большей своей части вулканический, метавулканический и эпивулканический типы рельефа (рис. 5), являет собою модель ранних эпизодов развития новообразованной океанической суши. Данная модель, реализуемая ныне лишь в немногих вулканических архипелагах (о-в Мауи и вообще Гавайях к СЗ от главного острова), вероятно, может рассматриваться как характерный сценарий эволюции поверхности Земли на временном рубеже около 3.8 млрд л.н., то есть на переходе геологической истории от катархея к архею. В соответствии со взглядами А.А. Маракушева [12], тогда в первичном океане Земли в плане эволюции щелочного магматизма развивались поднятия вулканических архипелагов, сопровождавшиеся утолщениями океанической коры. Будучи выведены из-под уровня океана, породы первичной островной суши подвергались выветриванию и денудации (как это ныне происходит на Мадейре). Эрозия, абразия, подводные оползни и турбидитные потоки обеспечивали снос терригенного материала (типа граувакковой формации) с молодой суши и с мелководья в смежные прогибы океанического дна, обеспечивая веществом древнейшие осадочные толщи.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках темы госзадания № АААА-А16-116032810089-5. Автор выражает искреннюю благодарность Т.Л. Смоктунович (МПГУ), М.Е. Левинтову (ВИНИТИ), А.Л. Гуринову и В.А. Неходцеву (МГУ) за формальную и неформальную помощь в подготовке статьи.

**Acknowledgements.** The work is carried out within the framework of the state task No. АААА-А16-116032810089-5. The author gratefully acknowledge those who have inspired him through their assistance in preparing of article, both formal and informal: among them Tatiana Smoktunovich, Mihail Levintov, Vladimir Nekhodtsev and Artiom Gurinov.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Amante C. and Eakins B.W.* ETOPO 11 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 2009. 19 p.
2. *Махачек Ф.* Рельеф Земли. Опыт регионального морфологического описания поверхности Земли. М.: ИНЛИТ, 1961. Т. II. 703 с.
3. *Geldmacher I. and Hoenle K.* The 72 Ma geochemical evolution of the Madeira hotspot (eastern North): recycling of Paleozoic (? 500 Ma) basaltic and gabbroic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 183. P. 73–92.
4. *Silveira A., Madeira J., Ramalho R., Fonseca P., and Prada S.* Noticia Explicativa da Carta Geologica da Ilha da Madeira (folhas A e B) escala 1: 50000. 46 p.
5. *Милановский Е.Е.* Геоморфология Исландии. Исландия и Срединно-океанический хребет. Геоморфология и тектоника. М.: Наука, 1979. 213 с.
6. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л.: Недра, 1972. 384 с.

7. Лукашов А.А., Смоктуневич Т.Л. Эволюция рельефа острова Мадейра (Восточная Атлантика) на протяжении четвертичного периода / Пути эволюционной географии. М.: ИГРАН, 2016. С. 187–194.
8. Rodricues D. Analise risco de movimentos do vertente e ordenamento do territorio na Madeira. Aplicacao ao caso de Machico. Tose de Doutoramento Universidade do Madeira. 2005. 381 p.
9. Kozak J.T., Moreira V.S., and Oldroud D.R. Iconography of the 1755 Lisbon earthquake. Academia. 2005. 84 p. ISBN80-200-1322-9.
10. Goodfriend G.A., Cameron R.A.D., Cook L.M., Courty M.A., Fedoroff N.N., Livett E., and Tallis J. The Quaternary eolian sequence of Madeira: stratigraphy, chronology, and paleoenvironment interpretation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1996. Vol. 120. P. 195–234.
11. Brum da Silveira A., Madeira J., Prada S., Canha R., Fonseca P., and Ramalho R. Glacial landforms in Madeira Island (Portugal). Vol. de Resumos do 3 Congresso de Geomorfologia. Funchal, 2006. 41 p.
12. Маракушев А.А. Петрология океанов // Тихоокеанская геология. 1996. № 66. С. 3–19.

## REFERENCES

1. Amante C. and Eakins B.W. ETOPO11 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*. 2009. 19 p.
2. Mahachek F. *Relief Zemli. Opyit regionalnogo morfologicheskogo opisaniya poverhnosti Zemli* (Relief of World. Experience of regional morphological description of the Earth's surface). М.: INLIT (Publ.), 1961. Vol. II. 703 p.
3. Geldmacher I. and Hoenle K. The 72 Ma geochemical evolution of the Madeira hotspot (eastern North): recycling of Paleozoic (? 500 Ma) basaltic and gabbroic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 183. P. 73–92.
4. Silveira A., Madeira J., Ramalho R., Fonseca P., and Prada S. Noticia Explicativa da Carta Geologica da Ilha da Madeira (folhas A e B) escala 1: 50000. 46 p.
5. Milanovskiy E.E. *Geomorfologiya Islandii. Islandiya i Sredinno-okeanicheskiy hrebet. Geomorfologiya i tektonika* (Geomorphology of Island. Island and Mid-Oceanic ridge. Geomorphology and tectonics). М.: Nauka (Publ.), 1979. 213 p.
6. *Metodicheskoe rukovodstvo po geomorfologicheskim issledovaniyam* (Methodic handbook of geomorphological investigations). L.: Nedra (Publ.), 1972. 384 p.
7. Lukashov A.A. and Smoktunovich T.L. Madeira island (East Atlantic) relief evolution for a period of Quaternary, in *Puti evolucionnoy geographii* (Ways of evolutionary geography). М.: IG RAS (Publ.), 2016. P. 187–194.
8. Rodricues D. Analise risco de movimentos do vertente e ordenamento do territorio na Madeira. Aplicacao ao caso de Machico. *Tose de Doutoramento Universidade do Madeira*. 2005. 381 p.
9. Kozak J.T., Moreira V.S., and Oldroyd D.R. Iconography of the 1755 Lisbon earthquake Academia. 2005. 84 p. ISBN80-200-1322-9.
10. Goodfriend G.A., Cameron R.A.D., Cook L.M., Courty M.A., Fedoroff N.N., Livett E., and Tallis J. The Quaternary eolian sequence of Madeira: stratigraphy, chronology, and paleoenvironment interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1996. Vol. 120. P. 195–234.
11. Brum da Silveira A., Madeira J., Prada S., Canha R., Fonseca P., and Ramalho R. Glacial landforms in Madeira Island (Portugal). *Vol. de Resumos do 3 Congresso de Geomorfologia*. Funchal: 2006. 41 p.
12. Marakushev A.A. Petrology of oceans. *Tihookean. Geol.* 1996. No. 66. P. 3–19. (in Russ.)