

УДК 551.42

П. А. КАПЛИН

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Последние годы изучению океанических островов придается большое значение, они исследуются в рамках нескольких международных программ. Автором статьи во время рейсов экспедиционных судов АН СССР был собран материал по геоморфологии около 20 малых океанических островов Тихого океана. Для большинства из островов удалось установить стадию геоморфологического развития, определить абс. возраст. В статье дается единая схема формирования и развития океанических островов.

Геоморфологическое изучение островов имеет большое теоретическое и практическое значение. В их строении отражается разнообразие структурно-геологических и физико-географических условий обширных акваторий океана. Океанические острова, особенно атоллы — хорошие индикаторы эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Замечательной особенностью островов, особенно малых, по сравнению с крупными массивами суши является простота их геологического и геоморфологического строения, четкая выраженность сравнительно малого количества процессов, преобразующих рельеф. Процессы развиваются на ограниченной территории, геологическое время их развития в большинстве случаев поддается определению (Зенкович и др., 1964).

Последние годы изучению океанических островов придается большое значение, в частности, они исследуются в рамках проекта «Экология и рациональное использование островных экосистем» Международной программы «Человек и биосфера». Автор участвовал в двух рейсах судов АН СССР «Дмитрий Менделеев» и «Каллисто», посвященных изучению географии и экологии островных систем. Во время этих рейсов был собран материал по геоморфологии около 20 малых океанических островов Тихого океана (таблица). Часть этого материала была опубликована (Каплин и др., 1972; География атоллов... 1973; Каплин и др., 1975, 1976; Воронов и др., 1977; Пейн и др., 1979), что позволяет автору в ряде случаев ограничиться ссылками на опубликованные данные.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Обычно острова разделяются на три типа: материковые, океанические и острова переходной зоны. Материковые острова — части, осколки суши, лежащие в пределах шельфов. Они подстилаются земной корой материкового типа. Океанические острова находятся в пределах ложа океана (океанический тип земной коры). Среди них встречаются только вулканические острова и атоллы. Острова переходной зоны построены наиболее сложно. В этой зоне располагаются острова материкового типа (по существу микроконтиненты, такие, как Новая Гвинея), сложнопостроенные складчатые острова, вулканы и типичные атоллы. Малые острова этой зоны также можно относить или к океаническому, или к материковому типу. Например, о. Багаман (таблица) является

материковым островом, представляющим моноклинальную структуру, сложенную зеленокаменными, хлоритовыми и серицитовыми сланцами. Район, где расположен этот остров, в третичное время был захвачен процессами горообразования, несколько раз подвергался региональному метаморфизму, который сопровождался внедрением кварцевых жил; их возраст, определенный калий-аргоновым методом, $9,67 \pm 0,5$ млн. лет (Пейн и др., 1979).

Другой изученный остров переходной зоны — Био; хотя это и био-генный остров, его также нельзя отнести к океаническим, т. е. атоллам. Он представляет собой рифовую платформу, фундаментом которой служит антиклинальная складка (или горст), выраженная в виде подводного хребта и продолжающаяся в структурах о. Малаита — одного из крупнейших в архипелаге Соломоновых островов.

В то же время очень многие острова переходных зон по своему происхождению, рельефу, геологическому строению мало отличаются от типичных океанических островов, лежащих в пределах ложа океана. Среди них много вулканов. Вулканические острова Ниуафооу и Норфолк, например, хотя и расположены в пределах переходной зоны, могут быть отнесены к типичным океаническим островам, лежащим в районе развития океанической земной коры. Остров Ниуафооу располагается в Тонго-Кермадекской переходной зоне в пределах бассейна Лау. Дж. Хокинс (1978) полагает, что здесь начиная с позднего миоцена происходит растяжение океанского дна и подъем больших объемов базальтовой магмы, которая образует океаническое дно.

Видимо, к океаническим островам условно можно отнести и вулканический о. Норфолк, а также о. Лорд Хау. Эти острова расположены в зоне мезозой-кайнозойской складчатости, являются вершиной одноименных хребтов, испытавших горообразование вместе и одновременно с Новой Каледонией. Оба острова — типичные вулканы, сложенные океаническими породами (оливиновыми базальтами).

Остров Рауль также является вулканом. Однако его геологическое строение отличается от строения островов Норфолк, Ниуафооу и Лорд Хау. Базальты обнаружены только в основании острова (Brothers, Seagle, 1970). В ядре острова залегают лавовые андезито-базальты, слои андезитовых туфов и брекчии, а на поверхности покров пемзовых песков и гальки, а также андезитового пепла. Все это свидетельствует о том, что на острове происходит извержение более кислых магматических продуктов, чем на островах океанического типа. Кроме того, для вулкана о. Рауль характерна интенсивная эксплозивная деятельность, выражающаяся в обильных выбросах пирокластического материала. На типичных океанических островах вулканическая деятельность чаще проявляется в виде излияния жидкой лавы, образующей покровы и потоки. В этом отношении интересно сравнить с о. Рауль типичный океанический вулкан Ниуафооу. Оба острова имеют в центральной части обширные кальдеры, занятые озерами. Однако на о. Рауль кальдера образовалась в результате мощного выброса пемзового материала и разрушения большого вулканического конуса 2170 лет назад (Brothers, Seagle, 1970): это типичная кальдера взрыва. На о. Ниуафооу кальдера образовалась в результате опустошения центрального магматического очага через аппараты низкого гипсометрического уровня на склонах вулкана. Она является типичной кальдерой оседания. Таким образом, вулканические процессы на о. Рауль отличаются от вулканизма, присущего островам океанического типа. Они развиваются по классической схеме вулканизма островных дуг. Поэтому о. Рауль мы относим к островам переходной зоны.

В развитии вулканических островов Х. Стернс (Stearns, 1946) и Г. Менард (1966) выделяют несколько стадий: а) подводное извержение и образование подводного вулкана; б) выход вулканического кону-

Основные особенности изученных островов

Остров	Удаленность от крупного участка суши, км	Площадь, км ²	Размер (длина, ширина), км	Абс. высота, м	Преобладающая крутизна склонов, градуса	Тип острова	Геологические структуры	Горные породы	Возраст	Тектонические движения	Рельеф
Багаман (арх. Лунзиала)	205 от Новой Гвинен	8	5 × 2,5	219	0—10, 30—50	Материковый?	Складчатый	Метаморфизованные сланцы	9 млн. лет	Погружается	Эрозионный, среднерасчлененный
Раротонга (острова Кука)	450 от Самоа	65	12 × 8	700	0—10, 20—40	Океанический	Вулкан с окаймляющим рифом	Базальты, брекчия, фолонит	2—3 млн. лет	Стабильный?	»
Лорд Хау	500 от Австралии	18	16,5 × 1,5	757	2—10, 30—90	»	Вулкан	Базальты	Миоцен	»	»
Норфолк	780 от Новой Зеландии	34,11	9,5 × 5,7	318	2—10, 15—25	»	»	»	2—3 млн. лет	»	Эрозионный, слабоборозчатый
Эфате (острова Новые Гебриды)	450 от Новой Зеландии	1200	46 × 43	647	0—10, 20—50	Остров переходной зоны	Вулкан с лестницей рифовых террас	Туфы, пемзы, андезиты, базальты, коралловый известняк	Плиоцен	Поднимается	Эрозионно-среднерасчлененный тектонический, биогенно-волновой
Рауль (острова Кермадек)	1000 от Новой Зеландии	29,25	10,5 × 6,7	516	30—50, 50—90	»	Вулкан	Пемзы, пески, брекчия, пепел	2 тыс. лет	Стабильный?	Эрозионный, сильнорасчлененный, вулканический
Нуафоу (острова Тонго)	425 от Самоа	18	8,5 × 8	260	2—7, 15—30, 50—90	Океанический	»	Толентовые базальты, пеплы	100 лет	»	Вулканический
Био (Соломоновы острова)	22 от о. Сан-Кри-стобель	2,5	2,6 × 1,4	34	0—2, 15—32	Материковый	Рифовая платформа	Коралловый известняк	50—60 тыс. лет	Поднимается	Биогенно-волновой
Суворова (острова Кука)	832 от Самоа	0,42	15,5 × 17,5	4	—	Океанический	Атолл	»	2—4 тыс. лет	Погружается	»
Пука-Пука (острова Кука)	645 от Самоа	3,842	9 × 4,5	5,5	—	»	»	»	2—4 тыс. лет	Стабильный?	»

Фунафути (острова Ту-валу)	1000 от Фиджи	6 ²	20×18,5	3,5	—	»	»	2—4 тыс. лет	»
Гарднер (острова Феникс)	1150 от Самоа	4 ²	8×2	4—5	—	»	»	2—4 тыс. лет	Поднимается
Маракей (острова Гилберта)	1800 от Соломоновых о-вов	10 ²	10×5	4	—	»	»	2—4 тыс. лет	»
Тарава (острова Гилберта)	1750 от Соломоновых о-вов	20 ²	35×18	4	—	»	»	2—4 тыс. лет	Стабильный?
Бутаритари (острова Гилберта)	2000 от Соломоновых о-вов	15	30×12	4	—	»	»	2—4 тыс. лет	»
Науру	1200 от Соломоновых о-вов	21	5,5×4	65	0—2, 15—45	»	Поднятый атолл	Палеоцен?	Поднимается
Ниуэ	560 от Самоа	280	23×15	69	0—2, 15—45	»	Коралловый известняк, фориты	Плейстоцен	»

¹ Показаны диапазоны уклонов для различных типов рельефа. Величина возраста относится к аккумулятивным образованиям — моту.

* Площадь аккумулятивных образований — моту, которые не затопляются в самую высокую воду. * Показаны

са из-под уровня океана и образование пеплового или андезито-базальтового пика значительной высоты; в) разрушение вершины, образование вершинной кальдеры и неглубоких грабенов вдоль основных разломов; г) заполнение кальдеры и образование пеплошлакового конуса при последующих извержениях. Г. Менард считает, что время, протекающее между стадиями «б» и «в», незначительно и что вновь появившиеся вулканические конусы существуют в таком виде всего несколько дней или месяцев. Разрушение конуса и образование кальдеры происходит очень быстро.

Описываемые здесь острова хорошо иллюстрируют развитие вулканических образований по Менарду. Молодые острова Рауль и Ниуафоуу находятся на первой надводной стадии развития, когда «только что» образовалась кальдера. На островах Раротонга, Эфате и Норфолк, «проживших» в субаэральных условиях более миллиона лет, кальдера, видимо, заполнилась.

Геологическое строение, возраст островов во многом определили развитие их рельефа. Особенно наглядно это видно при сравнении вулканических островов, имеющих близкое структурное строение, но различный возраст или неодинаковый состав слагающих их пород. Основными экзогенными процессами, формирующими рельеф вулканических островов, являются эрозия и волноприбойная деятельность.

Зависимость развития рельефа от возраста островов наглядно прослеживается в их береговой зоне. На наиболее древнем о. Норфолк развиты зрелые абразионные формы, представленные высокими отвесными клифами, абразионными бухточками и выступающими в океан мысами, останцами-кекурами, абразионными платформами. На молодом вулканическом о. Ниуафоуу береговая зона, напротив, находится на самом начальном этапе формирования. Здесь с океаном

граничит базальтовое плато, которое образовалось за последние десятки лет. Берег сложен хаотическими нагромождениями кусков застывшей лавы. Отдельные распавшиеся ее языки выступают как небольшие мысы. Подводный склон вокруг острова не выработан. Он завален обломками лавы, осложнен неровностями структурного происхождения в виде выступов, отдельных гребней. Молодостью, невыработанностью рельефа берега и подводного берегового склона объясняется отсутствие у берегов о. Ниуафооу коралловых рифовых построек, хотя в этом районе океана обычно вокруг всех островов возникают барьерные или окаймляющие рифы (например, риф вокруг вулканического о. Раротонга). На подводном склоне о. Ниуафооу совершенно нет крупных колоний кораллов, они только начинают зарождаться здесь. Одиночные формы кораллов заселяют лишь выступающие формы подводного рельефа. Среди них преобладают примитивные формы, часто в виде корок, массивных видов, много известковых водорослей, которые, видимо, в первое время замещают кораллы в их экологической нише.

Вулканический рельеф описываемых островов по-разному освоен эрозионными процессами. На о. Норфолк эрозионная сеть развита плохо. Большинство долин прорезает только кору выветривания и открывается в сторону океана висячими устьями. Долины временных водотоков равномерно распределяются по плато, приподнятому на 90—120 м над ур. моря. Плато образовано горизонтально лежащими базальтовыми лавами (что и обуславливает платообразный рельеф), поверхность которых располагается мощный (45—60 м) чехол коры выветривания. По мере формирования этой коры, видимо, происходил также процесс планации рельефа. Долины временных водотоков, врезаемые в покров коры выветривания, имеют мягкие, округлые склоны и водоразделы, что придает поверхности плато слабовыраженный холмисто-увалистый рельеф.

На двух других плиоценовых вулканических островах Эфате и Раротонга эрозионные процессы развиваются довольно интенсивно. На о. Эфате почти все речные долины связаны с тектоникой. Они имеют прямолинейные радиально-концентрические очертания в плане (Каплин и др., 1976). Районы интенсивного эрозионного расчленения острова приурочены к наветренным склонам, куда попадает большая часть влаги, приносимой с океана.

Вулканический рельеф о. Раротонга, сложенного базальтами, базальтовой брекчией, нифелинитоидным фонолитом и фонолитовым пеплом, расчленен достаточно сильно. Вулканический конус острова имеет очень крутые склоны, и в условиях влажных субтропиков эрозионные процессы протекают весьма интенсивно. Глубинная эрозия наиболее активна на участках выходов пеплов и брекчии, некоторые долины достигают значительной глубины. В целом эрозионная сеть имеет радиальный рисунок.

Рельеф о. Рауль, несмотря на молодость его поверхности, разнообразен, очень контрастен и сильно расчленен. Он переживает стадию геоморфологической молодости, которая всегда связана с интенсивным развитием процессов денудации, в частности глубинной эрозии. Остров сложен в основном пемзами, вулканическими пеплами, слабо сцементированными вулканическими песками и галькой, т. е. породами, весьма податливыми к размыву. В таких геологических условиях молодой остров был быстро расчленен глубокими крутостенными долинами, и все склоны приобрели большую крутизну.

Молодой вулканический базальтовый о. Ниуафооу, в противоположность о. Рауль, почти не затронут процессами эрозии. Остров имеет классическую форму округлого вулканического конуса с обширной кальдерой в центре. Диаметр кальдеры около 5 км при диаметре всего острова около 8,5 км.

Таким образом, эрозионный рельеф на океанических островах выражен различно. Эти различия зависят от уклонов поверхности островов, стадии их развития и абс. возраста и т. п. Однако наиболее существенна, на мой взгляд, литология пород, слагающих острова.

На океанических островах широко распространены биогенные формы рельефа. К биогенному относится рельеф изученных в рейсе НИС «Каллисто» атоллов Суворова и Пука-Пука, поднятого атолла Ниуэ, а также поднятой рифовой платформы о. Био, которую условно можно рассматривать как небольшой фрагмент поднятого атолла. Большая группа атоллов — Фунафути (острова Тувалу), Маракеи, Бутаритари, Тарава (острова Гилберта), Гарднер (острова Феникс), поднятый атолл Науру — была исследована во время экспедиции на НИС «Дмитрий Менделеев», и биогенный рельеф этих островов был достаточно полно описан (География атоллов..., 1973). Это обстоятельство позволяет мне не останавливаться на некоторых общих деталях строения атоллов. Кроме того, терминология коралловых рифов подробно освещена Р. Баттистини с коллегами (Battistini et al., 1975), что также облегчает изложение материала.

Развитие биогенных островов обусловлено взаимодействием четырех основных факторов: ростом коралловых колоний, относительными перемещениями ур. океана (эвстатическими и тектоническими), действием волнения океана (разрушение коралловых построек и аккумуляция обломков кораллов) и процессами литификации обломочного материала. При этом формируются такие сложные структуры, как атоллы, для которых характерны определенные элементы рельефа, в целом достаточно стандартные для всех атоллов. Но естественно каждый из атоллов имеет и свои особенности. Например, некоторые особенности строения атоллов Пука-Пука и Суворова, не описанных в упомянутой монографии, объясняются следующими причинами: а) частое и разрушительное действие тайфунов, б) малая амплитуда приливов (около 1 м), в) тектоническое опускание (или стабильное состояние, что особенно вероятно для атолла Пука-Пука). Обычно атолл Суворова приводится как пример погружающегося атолла (Леонтьев, Медведев, 1972). Этот вывод основывался на том факте, что моту (аккумулятивные острова) этого атолла занимают очень небольшую часть рима⁴. Считалось, что в результате интенсивного погружения аккумулятивные острова постепенно размываются. Однако полученные новые данные свидетельствуют о том, что размыв островов — не результат погружения, а следствие разрушительного воздействия тайфунов. Более того, разрушенные моту постепенно восстанавливаются. Вместе с тем тенденция к выдвиганию в океан края риф-флета и надстройки его поверхности в высоту, возможно, и определяются очень слабым погружением атолла. Вполне вероятно, что это не тектоническое погружение (подводное плато Кука, на котором расположен атолл, — геологическая структура, стабильная в течение всего кайнозоя), а следствие уплотнения осадочной толщи атолла (Бадюкова, 1978). На атолле Пука-Пука следов погружения не обнаружено, наоборот, значительная высота береговых валов на моту (5,5 м) позволяет высказать предположение, что атолл может испытывать поднятие или по крайней мере длительное время стабилен.

Тектоническое поднятие совершенно четко фиксируется на островах Био и Ниуэ. Био — рифовая платформа, поднятая за 50 тыс. лет на высоту 34 м. Этапы этого поднятия запечатлены в трех рифовых террасах. Остров Ниуэ — поднятый атолл. Он очень похож на изученный во время рейса на НИС «Дмитрий Менделеев» поднятый атолл Науру (География атоллов..., 1973; Леонтьев, и др., 1973).

⁴ Рим — кольцо атолла, замыкающее внутреннюю лагуну.

Так же как на о. Науру, на Ниуэ хорошо сохранились признаки строения атолла: центральная прогнутая часть — дно бывшей лагуны, кольцевой древний рим, хорошо выделяющийся в рельефе, поднятые рифовые террасы на побережье острова. Высота о. Науру над ур. океана 67 м, о. Ниуэ — 91 м.

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА ОСТРОВОВ

Наиболее молодыми участками суши островов являются аккумулятивные образования (моту) рифовых платформ атоллов, хотя сами атоллы как геологические структуры достаточно древние (рис. 1). Толща коралловых известняков на атоллах островов Кука, например, начала накапливаться со среднего миоцена, т. е. 14—22 млн. лет назад (лн) (Wood, Hay, 1970). Вообще, по имеющимся данным бурения на атоллах, возраст коралловых построек на океанических островах кайнозойский, Ни одна из многих пробуренных скважин не встречала в основании осадочной толщи коралловые известняки старше олигоцена (30—40 млн. лет) или, возможно, эоцена (40—60 млн. лет). Мощность рифовых отложений достигает иногда 1000—1200 м (География атоллов..., 1973):

За кайнозой на вершинах погружившихся вулканических конусов сформировались кольцевые рифовые структуры (римы). На их поверхности в плейстоцене, очевидно, неоднократно возникали и разрушались аккумулятивные надводные образования. Современные аккумулятивные острова — моту атоллов были созданы в ходе последнего, голоценового поднятия ур. океана. В настоящее время имеется много радиоуглеродных датировок образцов, собранных с атоллов. Аккумулятивный остров — моту Хай-Айленд на атолле Суворова, по данным определения возраста по C^{14} , начал формироваться более тысячи лет назад. Образец, по которому проводилось определение, был взят в центральной части моту из-под верхнего почвенного покрова на высоте 2,5 м над ур. океана (МГУ-626, 1261 ± 170 лн). В то же время поверхность кольцевого рифа со стороны океана (риф-флет) на атолле Суворова оказалась более древней. Образец, взятый со средней части риф-флета против того же самого моту Хай-Айленд имеет возраст 3137 ± 116 лн (МГУ-632).

Во время 6-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» были собраны образцы с атолла Фунафути. Образец из аккумулятивного тела острова — моту Аматаку датирован 1780 ± 120 лн (МГУ-186). Возраст риф-флета атолла Фунафути не превышает 2 тыс. лет, по нему были получены две датировки: 1530 ± 80 лн (МГУ-185) и 1900 ± 100 лн (МГУ-191). Оба образца были собраны с океанской стороны рима. С лагунной стороны рим атолла Фунафути оказался более молодым — 870 ± 50 лн (МГУ-190). Эти различия в возрасте подтверждают предположения о том, что римы атоллов нарастают прежде всего со стороны лагуны.

По многочисленным данным зарубежных исследователей, возраст поверхности многих атоллов укладывается в диапазон 4—2 тыс. лн (Каплин, 1975). Необходимо заметить, что подобный возраст имеют наиболее древние штормовые валы современных пляжей, аккумулятивные формы и многие рифовые платформы и на островах, не относящихся к типу атоллов. На о. Багаман древний штормовой вал в тыловой части пляжа залива Лалагела имеет возраст 3190 ± 170 лн (МГУ-629). Возраст риф-флета на о. Био оказался равным 2725 ± 84 лн (МГУ-627), на о. Ниуэ (поднятый атолл) — 3070 ± 170 (МГУ-589), на о. Эфате (вулкан, окруженный рифовой платформой и поднятыми террасами) — 2540 ± 190 лн (МГУ-177). Аккумулятивная форма типа томболо на о. Норфолк, заключавшая внутри себя лагуну, по определению возраста лагунных илов и кусков древесины в этих илах образовалась около 4 тыс. лн (МГУ-594, 4400 ± 90 и МГУ-674, 4872 ± 250 лн).

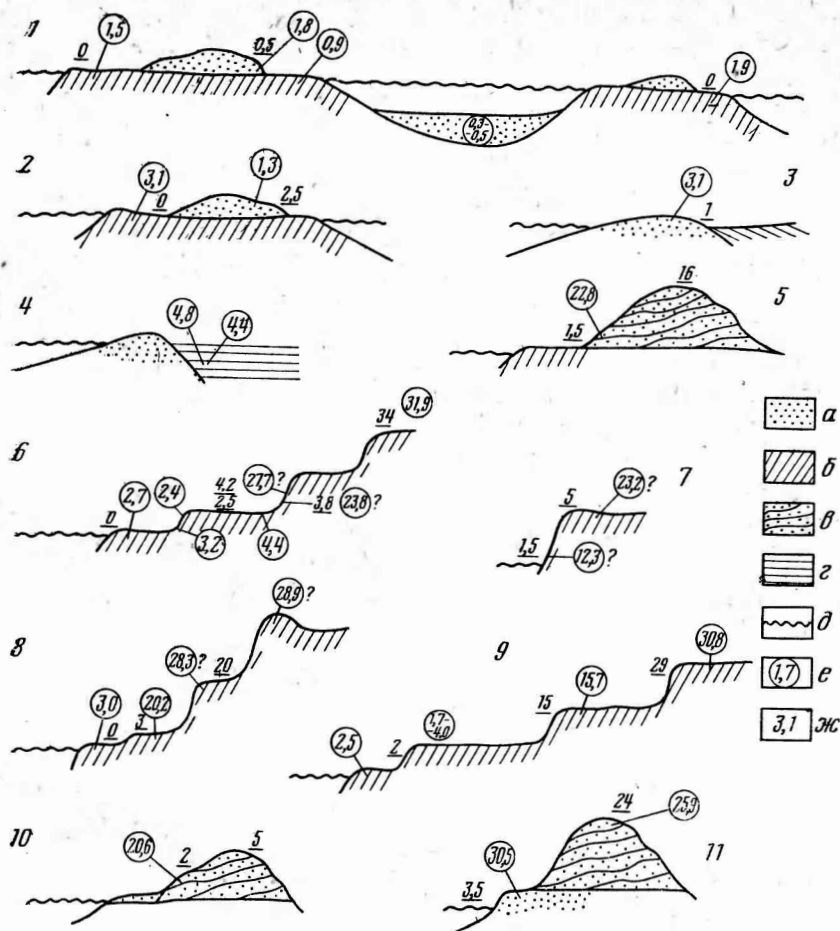


Рис. 1. Возраст отдельных элементов рельефа океанических островов

1 — атолл Фунафути, риф-флет, моту, донные осадки лагуны; 2 — атолл Суворова, риф-флет, моту; 3 — о. Багаман, древний литифицированный пляж; 4 — о. Норфолк, древняя лагуна; 5 — о. Норфолк, древняя дюна; 6 — о. Био, террасы поднятой рифовой платформы; 7 — о. Мисима, поднятый окаймляющий риф; 8 — о. Ниуэ, террасы поднятого атолла; 9 — о. Эфате, рифовые террасы вулканического острова; 10 — о. Лорд Хау, древняя дюна; 11 — о. Лорд Хау, древняя терраса и дюна. а — аккумулятивные тела; б — коралловые известняки; в — эолиниты; г — лагунные илы; д — уровень океана и лагун; е — абс. датировки в тыс. лн («?» означает, что образец был перекристаллизован более чем на 50%); ж — высота над ур. океана

Голоценовый возраст характерен для самых низких морских террас поднимающихся океанических островов. Например, 1-я терраса о. Био имеет возраст 3—4 тыс. лн. Датировка образца, взятого из тыловой части террасы высотой 2,5 м⁵, показала возраст, равный 4439 ± 84 лн (МГУ-618). Материал из уступа этой же террасы имел возраст 3180 ± 170 лн (МГУ-519) и 2446 ± 170 лн (МГУ-624). По 1-й террасе о. Эфате (Новые Гебриды) получены датировки, лежащие в диапазоне 1,7—4 тыс. лн (МГУ-178, 1740 ± 70 ; МГУ-171, 2480 ± 120 ; МГУ-174, 2960 ± 500 ; МГУ-170, 4030 ± 150 лн). Высота 1-й террасы о. Эфате 1,5—2 м. Нужно заметить, что А. Блумом и его коллегами (Bloom et al., 1978) по 2-метровой террасе о. Эфате получены более древние даты (Е-2, 2865 ± 110 ; ЕА1-1, 4600 ± 190 ; ЕАЕ-2, 5245 ± 280 лн). Однако расхожде-

⁵ Здесь и ниже высоты террас над уровнем океана; в необходимых случаях сделаны специальные оговорки.

ния невелики, так же как и для многих других низких террас поднимающихся океанических островов (см. обзор, Каплин, 1975).

В то же время на тектонически стабильных или поднимающихся с небольшой скоростью островах низкие террасы имеют часто более древний, чем голоценовый, возраст. Датировки, полученные У. Вихом (Veeh, 1966) уран-ториевым методом по образцам с 2—4-метровых террас некоторых атоллов и островов Тихого и Индийского океанов, дали неожиданный результат — возраст большинства этих террас оказался сангамонским, т. е. 100—120 тыс. лн. Самая низкая 2-метровая терраса на о. Оаху (Гавайские острова) имеет возраст по C^{14} 24—26 тыс. лн, а 4-метровая — 31—32 тыс. лн (Shepard, 1963).

Во время экспедиции на НИС «Каллисто» кроме описанных выше островов были посещены поднятый атолл Ниуа и о. Мисима (архипелаг Луизиада), с террас которых собирались образцы кораллового известняка. Определения возраста 3-метровой террасы о. Ниуа дали результат, равный 20200 ± 460 лн (МГУ-590). На о. Мисима возраст 5-метровой террасы 23200 ± 180 лн (МГУ-593). Правда, оба образца, по данным рентгено-структурного анализа, перекристаллизованы, и поэтому возраст террас следует считать еще более древним.

На тектонически стабильных атоллах в отложениях кольцевого рифа встречаются горизонты, формировавшиеся во время межледниковых трансгрессий океана. Это и понятно, так как уровень этих трансгрессий во все межледниковья был близок современному (Марков, Суетова, 1964), а атоллы оставались неподвижными. В периоды оледенений, когда уровень Мирового океана падал более чем на 100 м, современные «нормальные» атоллы становились «поднятыми», подобно островам Ниуа и Науру в настоящее время.

На атолле Эниветок (Маршаловы острова) было пробурено много скважин глубиной 20—100 м. Датирование кернов показало, что до глубины 8,5 м возраст рифа голоценовый. На глубине около 10 м встречены обломки кораллов, возраст которых 132 тыс. лет. Керна позволили определить стадии роста коралловых построек: 6, 132, 330, 450 и 550 тыс. лн. Эти стадии роста хорошо согласуются с периодами потеплений, определенных по соотношению O^{18}/O^{16} (Szabo, Tracey, 1977). Примерно такое же строение атолла и примерно такой же возраст имеют отдельные горизонты литифицированных обломков кораллов, вскрытые при бурении на некоторых других островах Тихого океана, например на атолле Муруроа в архипелаге Туамоту (Labegric et al., 1969).

Следы межледниковых трансгрессий встречены и на вулканических островах, окруженных коралловыми рифами. Остров Раротонга, посещенный во время экспедиции на НИС «Каллисто», является вулканом, опоясанным кольцом кораллового рифа, который образует почти плоскую террасу шириной 300—500 м и высотой до 6 м. Большинство датировок, сделанных по образцам с поверхности рифа, оказались голоценовыми: возраст кораллового песка с береговых валов на высоте 8 м над уровнем отлива оказался 1235 ± 57 ; 6 м — 2470 ± 63 ; 4,5 м — 3510 ± 50 лн; обломки кораллов в «позиции роста» на высоте 1 м — 2030 ± 60 лн. В то же время такие же обломки кораллов на высоте 3 м имели возраст 28200 ± 850 , а на высоте 2 м — более 48900 лн (не конечная дата). Видимо, дата в 28 тыс. лн соответствует повышению ур. океана во время интергляциала паудорф (брянское потепление), а не конечная дата в 48 тыс. лн может быть сопоставлена с сангамонским межледниковьем (Schofield, 1970; Wood, Hay, 1970).

Во время посещения в 1971 г. о. Лорд Хау мы отобрали образцы из отложений морской террасы и дюнных массивов. Остров Лорд Хау, расположенный в 400 милях к востоку от побережья Австралии, — один из самых южных островов, на которых еще встречаются коралловые рифы. Он состоит из нескольких вулканических массивов, частью плио-

ценовых, частью плиоцен-плейстоценовых, спаянных аккумулятивными перемычками. К ним примыкают древние дюны, образующие в северо-восточной части острова широкий вал с неровной холмистой поверхностью высотой 20—50 м. Дюны сложены литифицированными тонкослоистыми коралловыми песками — эолинитами. Дюны перекрывают террасу высотой 3,5 м над ур. моря, сложенную обломками кораллов, коралловым песком с примесью детрита ракуши. Датирование материала из этой террасы дало возраст $27\,100 \pm 450$ (МГУ-184₁) и $30\,500 \pm 600$ лн (МГУ-184₂). Дюны, перекрывающие морскую террасу, имеют возраст $20\,600 \pm 220$ лн (МГУ-179). Из приведенных выше датировок можно сделать вывод, что терраса высотой 3 м могла образоваться во время средневюрмской трансгрессии океана, а дюны формировались в холодное поздневюрмское время, когда уровень океана был значительно ниже и когда происходило массовое отмирание коралловых колоний вокруг острова.

Интересно заметить, что дюнные массивы, сложенные эолинитами, на о. Норфолк имеют тот же возраст, что и дюны на о. Лорд Хау. Образцы, взятые из дюн на южном берегу о. Норфолк, показали, что эолиниты начали формироваться $22\,897 \pm 352$ лн (МГУ-628).

На побережье тектонически поднимающихся океанических островов по мере их поднятия на разных гипсометрических уровнях образуются коралловые постройки, превращающиеся в комплексы поднятых рифовых террас разного возраста. Хорошо известны ставшие классическими работы по датированию таких комплексов на о. Новая Гвинея, о. Барбадос, островах Рюкю (Bloom et al., 1974; Mesolella et al., 1970; Konishi et al., 1970). Во время экспедиций в экваториально-тропическую зону Тихого океана было изучено несколько таких комплексов. На о. Био кроме голоценовой террасы имеются террасы высотой 6—13 и 34 м. По образцам, отобранным из уступа 2-й террасы, получены датировки МГУ-631, $23\,894 \pm 430$ и МГУ-592, $27\,700 \pm 350$ лн. По поверхности высокой террасы датировка следующая: МГУ-634, $31\,930 \pm 1300$ лн. К сожалению, образцы оказались на 80—90% перекристаллизованными, и поэтому возраст террас следует считать более древним. На острове (поднятом атолле) Ниуэ хорошо прослеживается несколько поднятых террас, для одной из них высотой 20 м был определен возраст $28\,333 \pm 330$ лн (МГУ-622).

Интересный комплекс террас был изучен на о. Эфате. Этот остров возник в плиоцене при поднятии группы небольших вулканов. Вокруг вулканических конусов о. Эфате возникали окаймляющие рифы, но они не успевали преобразовываться в барьерные, так как выводились из зоны волнового воздействия. У подножия отмерших рифов формировались новые колонии кораллов, но и они поднимались над ур. океана. Так вокруг вулканического ядра по периметру образовалась серия поднятых окаймляющих рифов, выраженная в рельефе лестницей террас на высотах 1,5—8; 12—20; 30—40; 80—90; 120—140; 180—200; 225—250; 400 м (Каплин и др., 1976). В Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ был определен возраст трех низких террас: 1,5—4,2; 15,7 и 30,8 тыс. лн. Датировки по трем террасам дают возможность вычислить среднюю скорость тектонического поднятия острова, равную 1 мм/год. Если предположить, что остров поднимался с такой скоростью в течение всего плейстоцена, то возраст остальных террас будет: 85; 130; 190; 240 и 400 тыс. лет.

Исследования комплекса террас о. Эфате проводились совсем недавно А. Блумом с коллегами (Bloom et al., 1978). Террасы высотой 2—10; 55—65; 85—95; 110—130; 180 м были датированы по отношению $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$. Возраст террас получился соответственно 2,8—6,8; 76—92; 114—130; 131—141 и 174—192 тыс. лет. Если сравнить данные Блума и его коллег с моими расчетами, то можно констатировать, что расхождения невелики.

В целом анализ многочисленных датировок, характеризующих возраст поверхности террас, сложенных коралловым известняком, показывает, что образование этих поверхностей происходило в периоды эвстатических трансгрессий во время межледниковых и межстадиальных потеплений (Каплин, 1976, 1977).

Значительные трудности представляет установление возраста вулканического рельефа островов. Вулканизм на дне Тихого океана развит по крайней мере с мезозойского времени. Г. Менард (1966) считает, что кульминация вулканизма Тихоокеанской впадины приходится на позднемезозойское — раннекайнозойское время. В эоцене, видимо, возникли, некоторые острова из Маршаловых, Каролинских, Гилберта, архипелага Туамоту.

Начало второго периода вулканизма, по Г. Менарду, падает на конец неогена. Вулканизм этого периода продолжается до наших дней. Все посещенные во время экспедиций на НИС «Дмитрий Менделеев» и «Каллисто» вулканические острова образовались во второй период вулканизма. Остров Норфолк, по данным определения возраста лав калий-аргоновым методом, формировался в период от 3,1 до 2,3 млн. лн (Jones, McDongall, 1973). С тех пор происходит субэвразальное развитие его рельефа. Вулканическое ядро о. Раротонга сформировалось, судя по датировкам, почти в тот же период — 2,8—2,3 млн. лн. (Wood, Hay, 1970). По-видимому, время образования вулканического рельефа о. Эфате аналогично, хотя точные датировки по вулканическим породам этого острова мне не известны.

Вулканические острова Ниуафоу и Рауль в основном формировались в течение плейстоцена, последние извержения их вулканических аппаратов происходили в 40—60-е годы нашего столетия. Основная часть поверхности о. Рауль образовалась, по данным Р. Браздера и Е. Сирле (Brothers, Searle, 1970), 2000 лн, когда при извержении произошли мощный выброс пемзового материала, покрывшего толстым слоем весь остров, и разрушение вулканического конуса, на месте которого образовалась кальдера. На о. Ниуафоу кальдера оседания, видимо, образовалась также в историческое время. Нижняя часть склонов этого вулкана перекрыта лавовым плато благодаря излияниям лавы из боковых кратеров в 1885 г., в 30-х годах нашего столетия и в 1946 г. Верхние части склонов о. Ниуафоу, формировавшиеся во время излияний из центрального очага, имеют, видимо, плейстоценовый возраст.

Таким образом, геоморфологические поверхности на островах Норфолк, Раротонга и Эфате образовались около 2 млн. лн. На островах Рауль и Ниуафоу их возраст — несколько сотен, а на некоторых участках — тысяч лет.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСТРОВОВ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Вулканические и биогенные океанические острова, казалось бы, такие различные по своей природе, между тем генетически тесно связаны между собой и образуют единый морфогенетический ряд, отражающий стадии геоморфологического развития каждого острова, определяемые следующими факторами: а) характером вулканической деятельности, б) темпом роста и разрушения коралловых построек, г) скоростью и направлением тектонических движений, д) эвстатическими колебаниями уровня океана и е) количеством циклов развития, пережитых каждым островом в отдельности. Генетическая связь между биогенными и вулканическими островами позволяет создать единую классификацию океанических островов как одноцикличный морфогенетический ряд развития от юных вулканических островов к атоллам. Такая классификация, построенная на основе теории Ч. Дарвина о происхождении

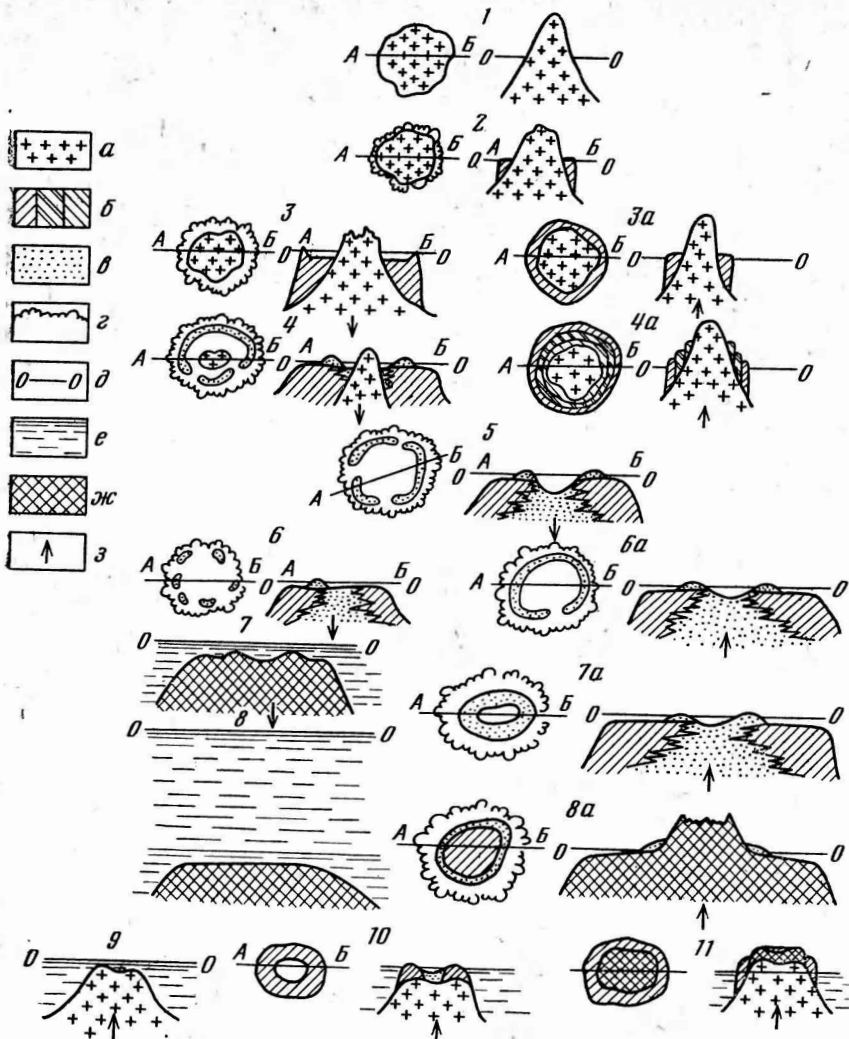


Рис. 2. Схема развития океанических островов (по «География атоллов...», 1973, с дополнениями автора)

1 — молодой вулканический остров (о. Ниуафоу); 2 — вулканический остров с окаймляющим рифом (о. Раротонга); 3 — вулканический остров с барьерным рифом (о. Бора-Бора в островах Общества); 4 — атолл с вулканическим ядром (о. Онеата в архипелаге Фиджи); 5 — нормальный атолл (атолл Фунафuti); 6 — погружающийся атолл (атолл Суворова?); 7 — погруженный атолл (банка Робби в архипелаге Эллис); 8 — гайот кораллового происхождения; 6а — поднимающийся атолл с островным кольцевым барьером (о. Гарднер); 7а — поднимающийся атолл с реликтовой лагуной в центре (о. Вантупу в архипелаге Эллис); 8а — поднятый атолл (о. Науру); 9 — подводный вулкан; 10 — кольцевая рифовая структура на поднимающемся вулканическом основании (нормальный атолл); 11 — поднятый атолл (о. Ниуэ); 3а — вулканический остров с поднятым окаймляющим рифом; 4а — вулканический остров с «лестницей» рифовых террас (о. Эфате). а — вулканические породы; б — коралловые известняки; в — рыхлые осадки, слагающие острова и дна лагун атоллов; г — коралловые рифы; д — уровень океана; е — толщина воды; ж — древние известняки; з — направление тектонических движений. А — Б — линии профилей

атоллов, была предложена участниками рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1971 г. (География атоллов..., 1973).

Показанные на рис. 2 стадии развития океанических островов (1—8) полностью соответствуют эволюции атоллов по теории погружения Ч. Дарвина. Однако в океане известны области тектонических подня-

тий, в которых располагаются атоллы различных типов. Авторы «Географии атоллов...» считают, что при поднятиях нормальный атолл, пройдя через несколько стадий, превращается в поднятый атолл (6а, 7а, 8а). При этом признается, что в ходе развития острова происходит смена знака тектонических движений, так как нормальный атолл формируется при погружении, и чтобы стать поднятым, он должен изменить направление движения.

Мне представляется, что поднятые и нормальные атоллы могут формироваться в условиях постоянного или прерывистого поднятия вулканических структур. Совершенно не обязательно, чтобы нормальный атолл проходил через начальные стадии вулканического острова с окаймляющим рифом и вулканического острова с барьерным рифом. Он, видимо, может образоваться на вершине вулкана, которая располагается близко от поверхности океана. Представим себе, что в результате извержений или тектонических поднятий дна океана вершина подводной вулканической горы окажется близко от поверхности океана или даже несколько выше ее (рис. 2, 9). В результате волнового размыва на вершине должна сформироваться абразионная платформа (это произойдет особенно быстро, если вершина сложена пирокластическим материалом), на которой станут селиться колонии кораллов. По мере разрастания коралловые постройки неизбежно должны образовать кольцевую структуру (10). Она может быть обусловлена тем, что по краям абразионной платформы существуют наиболее благоприятные условия для роста кораллов. Кроме того, в центральных частях структуры чаще всего находится кратерное понижение бывшего вулкана. На о. Ниуэ такое понижение поверхности вулканического ядра атолла хорошо оконтуривается по изолиниям магнитных аномалий (Schofield, 1959). На этом острове, видимо, именно на вершине поднимающегося вулкана сформировался вначале нормальный атолл, постепенно превратившийся в современный поднятый атолл (11).

При поднятии дна океана острова могут развиваться, минуя стадию нормального атолла. Молодой вулканический остров типа Ниуафоу (1) при тектоническом поднятии, так же как и при погружении, проходит стадию вулканического острова с окаймляющим рифом; в подобной стадии находится о. Раротонга (3). Однако в дальнейшем вулканический остров с барьерным рифом не образуется. Поднятие приводит к тому, что окаймляющий риф выходит из зоны волнового воздействия и превращается в поднятую рифовую террасу (3а). На более низком гипсометрическом уровне у подножия острова возникает новый окаймляющий риф, который со временем при тектоническом поднятии также превращается в поднятую террасу. Таким образом, по периметру вулканического ядра образуется «лестница» рифовых террас, каждая из которых знаменует определенную стадию развития поднимающегося океанического острова (4а). К таким островам относится охарактеризованный выше о. Эфате. Видимо, по описанной схеме развивались многие острова архипелага Рюкю и многие другие вулканы переходной зоны, где господствуют тектонические поднятия.

Что можно сказать об океанических островах, расположенных за пределами пояса развития коралловых рифов? Их цикл развития несколько упрощен по сравнению с островами, у которых образуются коралловые рифы. Острова этой зоны являются вулканами. В том случае, если они тектонически стабильны, на их берегах вырабатываются клифы и подводные абразионные террасы. По мере расширения последних клифы отмирают, у их подножия, особенно на мысах, образуются различные типы аккумулятивных форм из обломочного материала, который поступал при размыве клифов и подводного берегового склона. Примером могут быть некоторые из Курильских островов, описанные мной ранее (Каплин, 1973). При поднятии вулканического острова на

его склонах образуются серии поднятых абразионных террас. Подобных островов много в пределах островных дуг.

Перечисленные типы островов характерны прежде всего для центральных частей океана. Острова переходной зоны и материковые острова более сложны по своему строению и стадиям развития. Их многообразие, конечно, не укладывается в рамки предложенной классификации. Создание более полной классификации, включающей в себя все типы островов от океанических до материковых, — дело будущего.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадюкова Е. Н. Возможные нетектонические причины опускания атоллов. «Вестн. МГУ», № 1, 1978.
- Воронов А. Г., Игнатьев Г. М., Каплин П. А. Рейс «Каллисто» на острова Тихого океана. «Вестн. МГУ», № 5, 1977.
- География атоллов юго-западной части Тихого океана. Под ред. Каплина П. А. и Медведева В. С. М., «Наука», 1973.
- Зенкович В. П., Каплин П. А., Медведев В. С. Особенности развития прибрежной зоны островов и архипелагов. В сб. «Теоретические вопросы динамики морских берегов» М., «Наука», 1964.
- Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
- Каплин П. А. Террасы океанических островов тропической зоны. В сб. «Островные шельфы тропической зоны океана». Ин-т океанологии АН СССР, М., 1975.
- Каплин П. А. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определений абсолютного возраста древних береговых линий. В кн. «Проблемы палеогидрологии». М., «Наука», 1976.
- Каплин П. А. Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана. В кн. «Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР». М., «Наука», 1977.
- Каплин П. А., Леонтьев О. К., Медведев В. С., Никифоров Л. Г. Некоторые геоморфологические особенности атоллов архипелагов Эллис, Феникс и Гилберта. «Вестн. МГУ», № 6, 1972.
- Каплин П. А., Леонтьев О. К., Орлов А. И. Береговые формы острова Эфате. В сб. «Островные шельфы тропической зоны океана». Ин-т океанологии АН СССР, М., 1975.
- Каплин П. А., Леонтьев О. К., Орлов А. И. Геоморфология острова Эфате (Новогибриды острова). «Геоморфология», № 2, 1976.
- Леонтьев О. К., Медведев В. С. Эволюция атоллов Тихого океана. «Природа», № 9, 1972.
- Леонтьев О. К., Медведев В. С., Никифоров Л. Г. Геоморфология острова Науру. «Жизнь Земли», вып. 9. Изд-во МГУ, 1973.
- Марков К. К., Сутова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. В сб. «Современные проблемы географии». М., «Наука», 1964.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Пейн К., Баденков Ю. П., Каплин П. А. Геоморфология острова Багаман. «Вестн. МГУ», № 3, 1979.
- Хокинс Дж., мл. Геология котловины Лая — окраинного моря позади дуги Тонга. В сб. «Геология континентальных окраин», под ред. К. Берка Ч. Дрейка, т. 2. М., «Мир», 1978.
- Battistini R. et al. Elements de terminologie recifale indopacifique. «Tethys». Marseille, 1975.
- Bloom A. L., Broecker W. S., Chapell J. M. A., Matthews R. K., Mesolella K. J. Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast: New Th^{230}/U^{234} dates from the Huon Peninsula, New Guinea. «Quaternary Res.», No. 4, 1974.
- Bloom A. L., Jouannic Ch., Taylor F. W. Preliminary radiometric ages from the uplifted Quaternary coral reefs of Éfate. «Geology of Éfate and offshore islands», New Hebrides condominium Geological Surv., 1978.
- Brothers R. N., Searle E. J. The Geology of Raoul Island, Kermadec Group. «Bull. Volcanologique», No. 34, 1970.
- Guilcher A., Berthois L., Doumente F., Michel A., Saint-Requir A., Arnold R. Les Recifs et lagons coralliens de Mopelia et de Bora-Bora (îles de la Société). Paris, «Orstom», 1969.
- Jones J. G., McDongall I. Geological History of Norfolk and Philip Islands. «Southwest Pacific ocean journal of the Geological of Australia», v. 20, Pt. 3, 1973.
- Konishi K., Schlanger S. O., Omura A. Neotectonic Rates in the Central Ryukyu Islands Derived from Th^{230} Coral Ages. «Marine Geology», v. 9, No. 4, 1970.
- Labegrie J., Lalou C., Delibrias G. Etude des transgressions marines sur l'Atoll de Mururoa par la datation des differents niveaux de corail. «Cahiers du Pacifique», No. 13, 1969.
- Mesolella K. J., Sealy H. A., Matthews R. K. Facies geometries within Pleistocene reefs of Barbados, West Indies. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», No. 54, 1970.

- Schofield J. C.* The Geology and Hydrology of Niue Island, South Pacific. «New Zealand Geol. Surv. Bull.», No. 62, 1959.
- Schofield J. C.* Note on Late Quaternary Sea-levels Fiji and Rarotonga. «New Zealand J. Geol. and Geophys.», v. 13, No. 1, 1970.
- Shepard F. P.* Thirty Five Thousand Years of Level. Essays in Marine Geology in honor of K. O. Mmery. Publ. Los Angeles Univ., 1963.
- Stearns H. T.* Geology of the Hawaiian Islands. Hawaii Div. Hydrography Bull., v. 8, No 106, 1946.
- Szabo B. J., Tracey G. I.* Uranium-series and radiocarbon dating of coral samples from Eniwetok atoll cores reveal hiatus in coral growth between 8000 and 132000 years. Abstracts of the papers X INQUA Congress. Birmingham, 1977.
- Veeh H. H.* $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$ and $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ Ages of Pleistocene High Sea-level stand. «J. Geophys. Res.», v. 71, No. 14, 1966.
- Wood B. L., Hay R. F.* Geology of the Cook Islands. «New Zealand Geol. Surv. Bull.», No. 82, 1970.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
15.VI.1979

GEOMORPHOLOGY OF OCEANIC ISLANDS

P. A. KAPLIN

Summary

Islands can be subdivided into three types: continental, oceanic and those of transitional zone. Oceanic islands are presented only by volcanoes and atolls. Erosion and wave action are main exogenous processes modelling volcanic islands. Four factors control the atolls evolution, i. e. coral colonies' growth, fluctuations of the ocean's level, wave action and debris lithification.

Youngest parts of islands are surface of the reef platform, atolls' built-up islands, back parts of beaches and bars, their age being 4000 y. B. P. up to the present. Many of low marine terraces at rising islands are of the Holocene age (2—4 thousands y. B. P.). At tectonically stable islands low terraces date back to Sangamonian or Middle Wisconsin time. High terraces were built during eustatic transgressions. The volcanic islands came into being 3—2 mln. y. B. P., some of them belonging to the historical time. A general scheme of formation and evolution of oceanic islands is proposed.