

Опыт многолетних подводных исследований с использованием глубоководных обитаемых аппаратов показывает широкое распространение абразионных террас и поверхностей выравнивания на склонах подводных гор и поднятий всех районов Мирового Океана. Их положение и особенности рельефа указывают на важную роль вертикальных блоковых движений в формировании земной коры и подтверждают разломно-блоковое строение литосферы Земли.

Террасы подводных гор

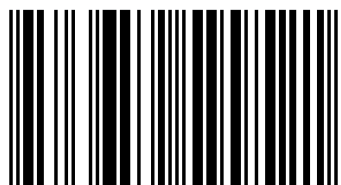


Игорь Ломакин

Террасы подводных гор и тектоника дна Мирового океана

Игорь Ломакин

Доктор геологических наук, ведущий научный сотрудник Отделения морской геологии и осадочного рудообразования Национальной Академии наук Украины. Закончил геологический факультет Киевского государственного университета. Участник более 20 экспедиций в Атлантический, Индийский и Тихий океаны.



978-3-659-59952-1

Ломакин

LAP **LAMBERT**
Academic Publishing

Игорь Ломакин

Террасы подводных гор и тектоника дна Мирового океана

Игорь Ломакин

**Террасы подводных гор и тектоника
дна Мирового океана**

LAP LAMBERT Academic Publishing

Impressum / Выходные данные

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Alle in diesem Buch genannten Marken und Produktnamen unterliegen warenzeichen-, marken- oder patentrechtlichem Schutz bzw. sind Warenzeichen oder eingetragene Warenzeichen der jeweiligen Inhaber. Die Wiedergabe von Marken, Produktnamen, Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen u.s.w. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutzgesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Библиографическая информация, изданная Немецкой Национальной Библиотекой. Немецкая Национальная Библиотека включает данную публикацию в Немецкий Книжный Каталог; с подробными библиографическими данными можно ознакомиться в Интернете по адресу <http://dnb.d-nb.de>.

Любые названия марок и брендов, упомянутые в этой книге, принадлежат торговой марке, бренду или запатентованы и являются брендами соответствующих правообладателей. Использование названий брендов, названий товаров, торговых марок, описаний товаров, общих имён, и т.д. даже без точного упоминания в этой работе не является основанием того, что данные названия можно считать незарегистрированными под каким-либо брендом и не защищены законом о брендах и их можно использовать всем без ограничений.

Coverbild / Изображение на обложке предоставлено: www.ingimage.com

Verlag / Издатель:

LAP LAMBERT Academic Publishing

ist ein Imprint der / является торговой маркой

OmniScriptum GmbH & Co. KG

Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbrücken, Deutschland / Германия

Email / электронная почта: info@lap-publishing.com

Herstellung: siehe letzte Seite /

Напечатано: см. последнюю страницу

ISBN: 978-3-659-59952-1

Copyright / АВТОРСКОЕ ПРАВО © 2014 OmniScriptum GmbH & Co. KG

Alle Rechte vorbehalten. / Все права защищены. Saarbrücken 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	7
Террасы подводных гор Атлантического океана	9
Террасы подводных гор и тектоника дна Индийского океана	47
Морфолитогенез на подводных горах и поднятиях Мирового океана	63
Выводы	95
Список литературы	97

Введение

Поток новых данных вынуждает исследователей периодически пересматривать сложившиеся представления о строении дна различных районов океана, закономерностях организации подводного рельефа, возможности применения различных тектонических концепций и гипотез для решения реальных геологических задач. На фоне все еще явно недостаточной изученности дна океанов любая новая и особенно систематизированная информация становится важной и значимой, равно как и освещение неопубликованных материалов исследований прошлых лет.

Подводный рельеф, как объект наиболее доступный для исследования дистанционными методами и прямыми наблюдениями с борта обитаемых подводных аппаратов (ПА) [31], несет в своих особенностях чрезвычайно емкую геологическую информацию. Даже микро- и мезоформы отлично сохраняются водной толщей от механического выветривания, отражая обстановку и среду своего создания. Особенно много важных и значимых данных приносит изучение поверхностей выравнивания, как локальных, так региональных и глобальных [43, 49, 57]. Они встречаются повсеместно в виде отдельных террас, лестниц террас, плоских вершин подводных гор, вытянутых на сотни и тысячи километров протяженных вершинных плато гряд, хребтов и поднятий дна океана. Многие из них (особенно верхних уровней) горизонтальны, некоторые наклонны, но большинство несет на себе следы абразионной деятельности: волноприбойные ниши, нависающие козырьки, бенчи [20, 22, 45]. Часто отмечаются характерные мелководные осадки, специфическая фауна. Безусловно, нет смысла отрицать возможность образования отдельных локальных поверхностей выравнивания и не абразионным путем, но это, как и проблема образования гайотов [28, 33, 34, 60, 83], не является темой данной работы.

Задача состоит в привлечении внимания к широкому, повсеместному распространению именно абразионных форм в рельефе сооружений совершенно различного генезиса: асейсмичных блоковых хребтов, глубоководных плато, рифтогенных образований. При этом особенно важно, что часто наблюдаются целые лестницы подводных террас, предполагающие явно субаэральные этапы жизни структур. На многих островах океана, на окраинах континентов также отмечены многочисленные надводные абразионные морские террасы.

Большая часть первичного материала, результаты обработки которого положены в основу данной работы, собраны непосредственно автором в многих

экспедициях в Атлантический, Индийский и Тихий океаны, в том числе более чем в пятидесяти погружениях подводного аппарата (ПА) на горах хребтов Рейкьянес, Северо-Атлантический, Западно-Индийский, Экватор, Лакадивский, Аравийско-Индийский, Северо-Западный, поднятий Углового (Корнер), Южно-Азорского (Горы Платона), Хоршшу и отдельных подводных гор – Антиалтаир, Гаус, 445-А и других. В этих районах были опробованы коренные породы и осадки и проанализированы результаты многих тысяч миль эхолотной съемки. Детально была также изучена информация, любезно предоставленная коллегами гидронавтами-подводными наблюдателями, собранная более чем в 200 погружениях ПА в различных районах Мирового океана.

В качестве модельного полигона переходной зоны океан – континент изучены террасы и линеаментные сети Крымского полуострова и его континентального склона, где в двух районах выполнены серии погружений подводного аппарата до глубин 1800 м.

Для аргументации основных положений автором построено более 600 оригинальных профилей рельефа подводных гор, часть которых приводится в работе. Было проведено системное сравнение гипсометрического положения террас подводных гор разных районов океана, наряду с подобным сравнением в пределах конкретной структуры

Террасы подводных гор Атлантического океана

Террасы на склонах и уплощенные вершинные поверхности имеют многие подводные горы, хребты и поднятия Атлантики. Субгоризонтальные поверхности выравнивания являются одной из главных и наиболее характерных форм подводного рельефа положительных структур дна океана. Они развиты на шельфе и континентальном склоне, на горах рифтовых и блоковых хребтов, усложняют вершины и склоны внутриплитовых горных сооружений. При этом явно абразионные формы находятся на различных и часто значительных глубинах – от приповерхностных до двух – трех километров и более. Фрагменты некогда единой поверхности сегодня часто располагаются на различных уровнях.

К сожалению, исследованием подобных образований занимались недостаточно и прежде всего из-за отсутствия надежного инструмента их обнаружения, определения и изучения. Возможно, не была должным образом оценена важность геологической информации, которую несут в себе данные о природе и истории развития террас подводных гор Океана. Возможно, также не ставились соответствующие задачи ввиду более значимых и актуальных.

Важно отметить, что стандартная батиметрическая съемка, включая многолучевое сонарное зондирование, не дает однозначного определения генезиса уплощенных поверхностей дна акватории. Только применение подводных обитаемых аппаратов (ПА) и визуальный контакт исследователя с объектом позволяет выявить волноприбойные ниши, пляжи, клифы, бенчи, нависающие козырьки и другие атрибуты абразионной деятельности. Точно также без непосредственных наблюдений практически невозможно выяснить закономерности распределения осадков на поверхностях выравнивания, интенсивность тектонической раздробленности последних, закономерности ориентировки перегибов склонов, линейных стен–уступов, разломных систем и трещиноватости. Следует учесть, что надежные данные для тектонических реконструкций можно получить только путем сопоставления информации по значительным территориям, чего до настоящего времени сделано не было. Данная работа это попытка объединить сведения по образованию и положению подводных террас Атлантического, Индийского и частично Тихого океанов. Для понимания процессов террасообразования использован опыт изучения террас береговой зоны Крыма и Белого моря [49, 56-59, 70, 71].

Собранные материалы позволяют более глубоко и детально рассмотреть те аспекты геологического строения и развития дна океана, на которые указы-

вает образование и, главное, сегодняшнее положение древних абразионных поверхностей выравнивания.

Северо-Восточная Атлантика это район широчайшего развития обширных подводных плато, плосковершинных гор и поднятий, в основании которых лежат погруженные части Европейского континента. Это, прежде всего плато Роккол, Хаттон, Поркьюпайн. Плоские вершины крупных банок севера этого региона (Билл-Бейлис, Розмари, Джордж-Блай, Лаузи) лежат на глубинах до 500 м. В район развития этих структур протягиваются продолжения каледонского, льюиского, лаксфордского, скурского (все докембрий) и герцинского складчатых поясов Великобритании, которые имеют ярко выраженное северо-восточное простирание. Лаксфордский возраст образцов пород, поднятых с банки Роккол, доказывает, что основание плато Роккол имеет континентальную природу. Обращает на себя внимание сильная тектоническая раздробленность вершин и, особенно, краевых частей плато. Так, например, на юго-западном склоне возвышенности находится крупное горстовое поднятие северо-западного простирания (глубина вершинной поверхности 1050-1100 м) осложненное системой взбросовых блоковых гряд-гор, возвышающихся до глубин 620 м (гора 533-Б). Наблюдения из ПА показали наличие здесь субвертикальных стен-уступов азимута СВ 45°, высотой до 75 м. При этом склоны и вершины гряд разбиты системой ступеней, разломов и трещин, иногда зияющих, простирания 310°. Отмечено преобладание линеаментов этого простирания на плоской вершинной поверхности плато Хаттон.

Далее к югу вдоль континентального склона располагаются Армориканские и Западно-Португальские подводные горы Васко да Гама, Виго, Порто (Рис. 1), являющие собой далеко вынесенные в океан погруженные, а затем горстово взброшенные, фрагменты окраины континента. Все они имеют плоские, абразионно проработанные в нескольких циклах, вершины, цоколь которых разбит системой субмеридиональных сбросов [89]. Глубины над вершинами гор, покрытых шапками коралловых известняков превышают 2 км. Интересно, что некоторые из Бискайских подводных гор, расположенных в северо-восточном углу Иберийской котловины, имеют также плоские вершины, лежащие на глубине более трех километров.

Хорошим образцом плосковершинных поднятий дна океанских котловин являются горы Ампер и Жозефин (Рис. 2), входящие в систему поднятий Хоршшу. На плоских вершинных поверхностях, лежащих на глубинах 120–150, 180–260 м, осложненных отдельными пиками (Рис. 3), подводными наблюдениями

выявлены фрагменты окаймляющего мшанкового рифа, что будет описано ниже и гряды пляжевого грубообломочного материала [24]. Интересно, что в разрезе гор встречено несколько прослоев конгломератов с явно пляжевой окатанностью псефитов ($Ko = 3-5$ по Пейну – замеры автора). Плоские вершины, лестницы террас на склонах, конгломераты и галечники в разрезе осадочного чехла показывают, что подводные горы Азоро-Гибралтарского района неоднократно вступали в режим поднятие – опускание и претерпели несколько циклов тектонической и абразионной проработки склонов и вершины.

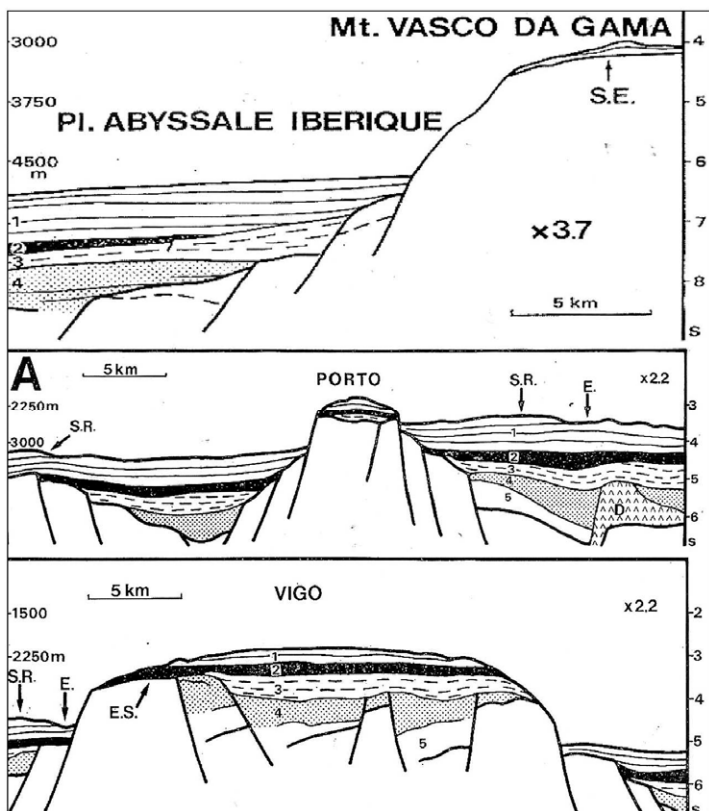


Рис. 1. Геологическое строение подводных гор Португальской континентальной окраины [89]

В окружении *острова Мадейра* и *островов Зеленого Мыса* более половины подводных гор имеют плоские вершины [61]. В этом секторе океана террасы и поверхности выравнивания хорошо развиты как на горах расположен-

ных вблизи континентального склона Африки и к западу от островов Зеленого Мыса, например на горе Крылова ($17^{\circ} 31'$ с.ш., $30^{\circ} 03'$ з.д.), так и на горах восточного фланга СОХ - например А-156, ($15^{\circ} 50'$ с.ш., $36^{\circ} 07'$ з.д.) (Рис. 4). Архипелаг Мадейра имеет предположительно континентальный цоколь, граниты которого обнажаются там [72]. Данные скважин глубокого бурения 12, 52-58, 368-370, 414, 416, 544-547 дают картину постепенного разрастания глубокой впадины океана у берегов Западной Африки за счет погружений окраин континента и отступления границы океан – континент к востоку, начавшегося в конце юры – начале позднего мела. Погружение континентального фундамента в пределах переходной зоны достигает 5-8 км.

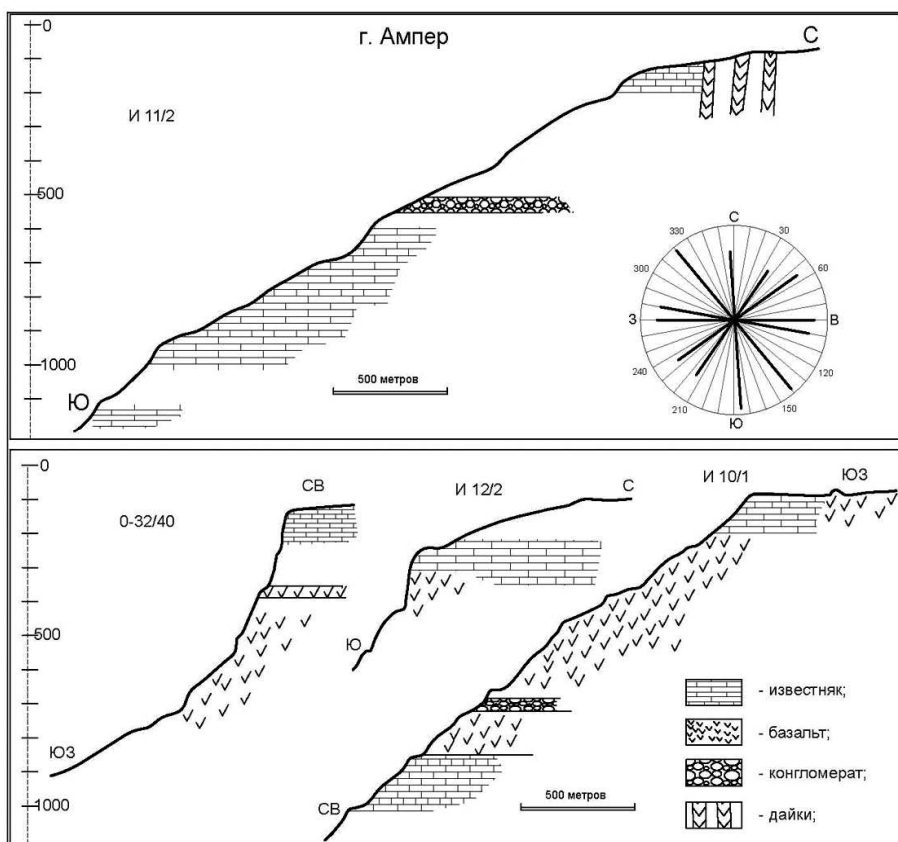


Рис. 2. Строение склонов горы Ампер по данным подводных наблюдений.

На диаграмме основные линеаменты на маршрутах ПА.

Цифры на профилях здесь и далее – номера погружений

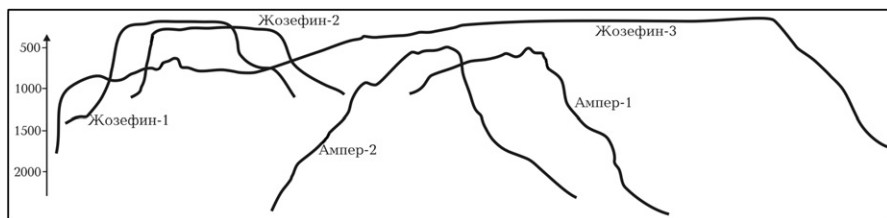


Рис. 3. Профили склонов гор Ампер и Жозефин по материалам батиметрической съемки

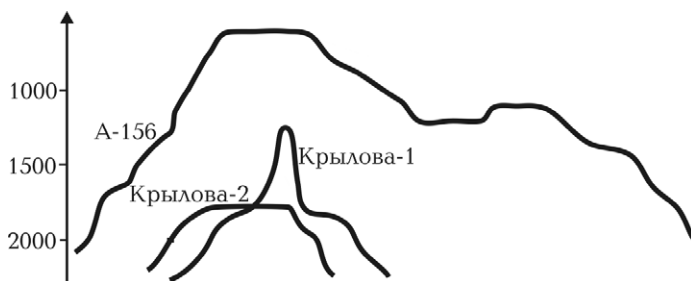


Рис. 4. Террасы подводных гор района Зеленого мыса

В осевой зоне САХ на этих широтах также развиты плосковершинные подводные горы с мощными шапками мелководных известняков на вершинах (Рис. 5).



Рис. 5. Плосковершинные подводные горы осевой зоны субтропической Атлантики

Поднятие Сьерра-Леоне отделено от материкового склона Африки глубоким желобом и представляет собой вполне самостоятельную структуру. Оно увенчано почти двумя десятками достаточно крупных гор, большинство из которых имеют уплощенные вершины и лестницы террас на склонах (Рис. 6). Ориентировка топо и тектонолинеаментов поднятия Сьерра-Леоне и береговой зоны Африканского континента сопоставима. Сюда возможно протягиваются

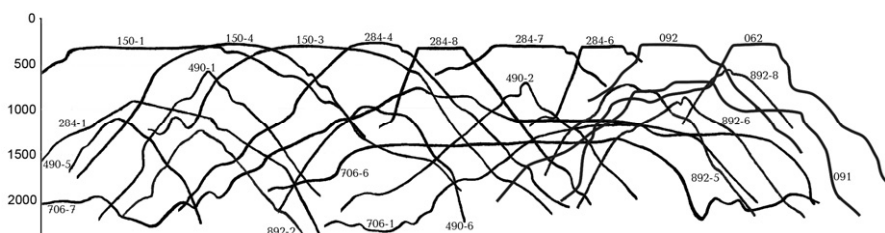


Рис. 6. Профили склонов подводных гор поднятия Сьерра-Леоне. Хорошо выражены локальные уровни террасирования (цифры на графиках здесь и далее – номера гор)

фрагменты структур Мавриано-Сенегальской складчатости и обрамляющих ее разломов [72]. Судя по геофизическим данным [27], в основании поднятия лежат плотные, скорее всего изверженные породы, а осадочный чехол представлен верхнеоцен-плейстоценовыми океаническими осадками подстилаемыми мергелями верхнего мела. На крутых участках склонов отдельных гор были драгированы щелочные базальты. В выступах скального основания по данным подводных наблюдений на уплощенных поверхностях гор, покрытых светлым форамениферовым песком, иногда обнажаются рифовые известняки. Встречены плиты фосфоритов. На песке отмечались закономерно ориентированные полосы железомарганцевых конкреций. Абразионные поверхности выравнивания в пределах поднятия находятся на разных глубинах (550-600, 700, 950-1000, 1150-1250 м), однако намечаются характерные уровни террас для разных блоков структуры (см. Рис. 6). Скорее всего, опусканию всего поднятия на современные глубины предшествовал этап довольно длительной абразии крупнейших гор региона, морфологически контрастно выраженные вершины которых сегодня лежат на глубинах 285–310 м. Для задач данного исследования важно само существование разноглубинных комплексов абразионных террас, что подтверждает наличие в регионе активных верхнекайнозойских вертикальных тектонических движений.

Хребет Вавилова или Гвинейское поднятие – очень протяженное горное сооружение. Его ширина колеблется от 500-600 км в северо-восточной части до 1000 км в юго-западной части. По общепринятой классификации Гвинейское поднятие относится к глыбово-вулканическим поднятиям. Согласно эхолотным промерам оно представляет собой пологий, но сложно расчлененный вал, гребень которого лежит на глубинах 3000-4000 м, а фланги опускаются до 5000 м и более. Генеральный наклон флангов нигде не превышает 1° . Нижние части флангов скрыты под мощными толщами рыхлых отложений. Линейную систе-

му разобренных, но иногда связанных общим основанием, подводных гор и возвышенностей А.В. Ильин предложил назвать хребтом Вавилова. Этим термином мы и будем пользоваться.

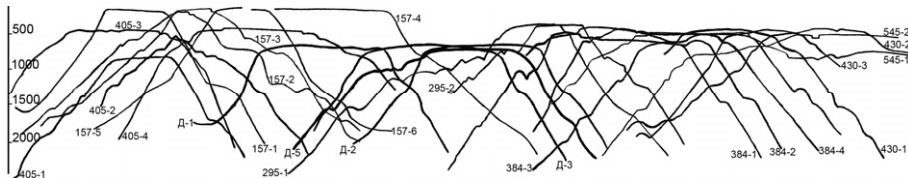


Рис. 7. Профили склонов подводных гор хребта Вавилова по данным батиметрических съемок, подводных наблюдений и анализа картографического материала (построено автором)

Большинство его подводных гор, включая явно вулканические образования флангов СОХ, имеют террасированные склоны и плоские абразионные вершины (Рис. 7) с крутизной склонов около 30° . Хорошо проявлены несколько уровней террасирования (Рис. 8). Линейное расположение подводных гор и островов Пагалу, Сан-Томе, Принсипи позволяет предполагать их генетическую связь с разломом Камерун. Следовательно, прямым продолжением хребта на материке будет являться вулкан Камерун. Это дает основание предполагать, что хребет Вавилова образовался вдоль крупного тектонического разлома, раз-

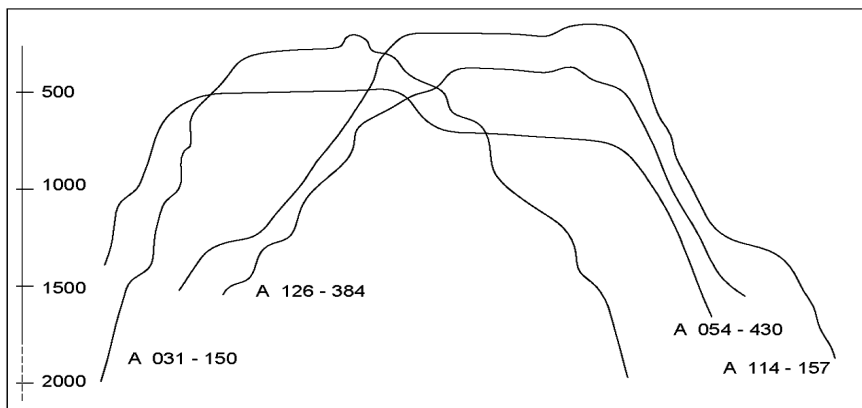


Рис. 8. Положение поверхностей выравнивания подводных гор хребта Вавилова

вившегося одновременно на земной коре океанического и материкового типа. Если включать в структуру хребта острова Св.Елены и Принсипи, то длина океанической части хребта составит около 2500 км.

Геология и петрография вулканических построек хребта Вавилова мало исследована. По магнитометрическим данным вершина одной из подводных гор сложена немагнитным материалом – гиаллокластитами [52, 53]. Это смесь гидратированного вулканического стекла, глинистых минералов, цеолитов, которая могла образоваться при взаимодействии изливающейся базальтовой лавы с водой.

В результате драгировок и осмотра из подводного аппарата выяснено, что вершины многих подводных гор слагает мощная толща известняков, под которой залегают породы базальтовой группы.

Для хребта Вавилова можно предположить многостадийность в образовании. Для первого этапа характерно заложение глубинного разлома, приведшего к дислокации верхнемеловых осадочных пород на материке и к образованию некоторых вулканов. Последующие движения по разломам привели к поднятию морского дна и образованию характерного рельефа хребтов и долин. Для дальнейшей истории региона характерно постепенное опускание дна океана с небольшим прогибом в центральной части структуры. Краевые части хребта, прилегающие к островам, остаются наиболее поднятыми. Центральная часть горного сооружения испытывает, по-видимому, большие, по сравнению с краевыми участками скорости погружения, за счет вовлечения ее в опускание прилегающими океаническими котловинами.

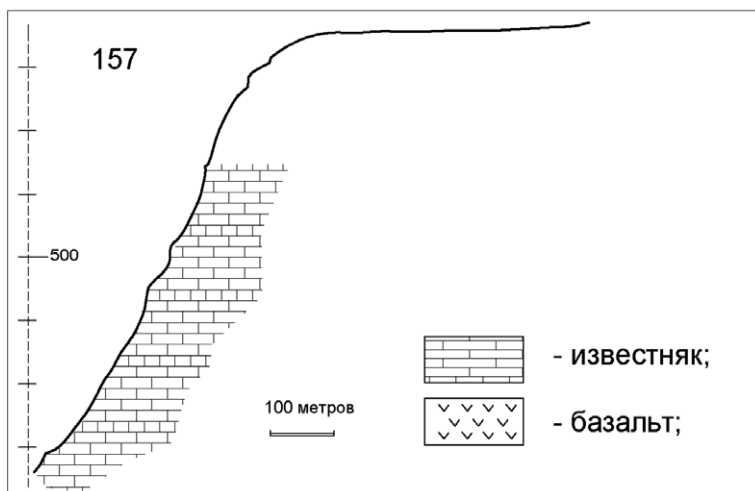


Рис. 9. Строение склонов горы А-157 (хребет Вавилова) по данным подводных наблюдений

Постепенность и довольно медленные скорости погружения подводных гор создавали хорошие предпосылки для накопления мощной толщи известняков над базальтовым основанием. По визуальным оценкам мощность известняковой "шапки" на подводной горе А-157, например, достигает 1200 м (Рис. 9).

В зоне хребта Вавилова детально изучено несколько подводных гор. Их подробное описание доказывает абразионное происхождение вершин и их последующую тектоническую раздробленность по закономерно ориентированной разломной сети. Обращает на себя внимание крайняя молодость тектонических подвижек, наличие зияющих незасыпанных осадком трещин.

Подводная гора А-031 («150») представляет собой трехглавую возвышенность с минимальными отметками вершин 150, 1339, 1566 м. Все три вершины расположены на общем 3000-метровом основании, которое с этой глубины обрывается крутыми склонами до глубин 4200-4500 м, где переходит в холмистую равнину Гвинейского порога. Наибольшую вытянутость возвышенность имеет в широтном направлении.

С борта ПА была обследована лишь западная вершина, имеющая минимальную отметку по штурманской карте 150 м. Однако, данная глубина при съемке обнаружена не была. Минимальная глубина, отмеченная в ходе эхолотного промера, расположена в центре вершины и составляет 239 м. Координаты центра вершины 3° 01' ю.ш.; 0° 45' в.д.

Вершина горы имеет выпуклую форму и приблизительно оконтуривается 300-метровой изобатой. Она представляет собой довольно ровную, с незначительными уклонами от центра к бровке, поверхность (см. Рис. 8) площадью около 7 кв.миль (3,5x2,5 мили) .

Бровка вершины четко выражена. Ее глубина варьирует в незначительных пределах от 260 до 300 м. За исключением юго-западной части, где поверхность вершины имеет значительный уклон почти до 400-метровой глубины.

В центральной части вершины поверхность дна горизонтальная, а в близлежащих к бровке участках приобретает крутизну около 2°. Выровненная поверхность вершины покрыта тонким слоем мелкозернистого песка серо-зеленого цвета. Толщина слоя осадка не превышает 20 см. Под ним залегают известняки.

Маленькая мощность осадочного слоя позволяет проследить 2 системы трещин в известняках. Эти системы имеют простирание 180-190° и 300-320°. Глубина трещин около 5 см, ширина до 25 см. Кроме трещин поверхность из-

известняков осложняют воронки большого диаметра. Форма воронок зачастую неправильная. Видимая глубина достигала 20 см. В краевой части вершины расположены столообразные возвышения высотой до 15 см и площадью 1,5-2 кв. м. Края подобных возвышений отвесные, грани острые. В районе бровки пологая поверхность вершины плавно переходит в крутой склон. Средняя крутизна в районе бровки 7-8°. Поверхность дна покрывает мелкозернистый песок серо-зеленого цвета. В уступах высотой от 0,5 до 5 м обнажаются известняки. Нижняя бровка уступов зачастую осложняет ниши высотой до 1 м, углубленные до 50 см. На глубине 300-330 м в уступах северо-восточного простирания обнажаются слоистые известняки. Мощность отдельных слоев достигает 1-1,5 м.

На глубине 340 м известняки разбиты трещинами простиранием 320°.

Выположенная поверхность крутизной около 5° обрывается уступом высотой 3 м, в котором известняки разбиты трещинами на отдельные блоки. Ниже уступа крутизна склона увеличивается до 20°. Поверхность склона покрыта развалами глыб коренной породы темно-коричневого цвета. Глыбы имеют форму параллелепипеда и ширину около 2 м.

Практически на всем протяжении вершина, за исключением юго-восточной части, отделена от верхней части склона уступом высотой от 50 до 80 м, расположенном на глубинах 340-420 м. В юго-восточной части горы вершина плавно переходит в пологую неширокую террасу, расположенную на глубине 460 м. В пределах террасы развит грядовый рельеф. Высота узких гряд от 20 до 40 м. В этой же части склона в пределах 600-метровой изобаты было отмечено возвышение высотой почти 200 м (глубина над вершиной 420 м).

Средняя часть склонов до глубин 620-700 м представляет собой довольно ровную пересеченную поверхность с углами наклона до 10°.

На юго-западном склоне на глубинах 500-600 м расположена широкая (до 1,5 миль) пологая терраса.

На глубинах до 1000 м склоны имеют углы наклона не более 10° и только в юго-восточной части крутизна возрастает до 15°. Здесь, по-видимому, развиты каньоны и она наиболее расчленена.

Подводная гора "405" расположена в центральной части хребта Вавилова. Координаты центра вершины 6° 26' ю.ш., 0° 12' в.д. Минимальная обнаруженная глубина 430 м. Форма вершины близка к эллиптической с наибольшей вытянутостью в северо-восточном направлении. Наибольшая протяженность в пределах 600-метровой изобаты - 12 миль.

Вершина возвышенности раздроблена на ряд отдельных плосковершинных поднятий высотой 15-20 м, имеющих эллиптическую форму и вытянутых параллельно длине оси горы.

По данным подводных наблюдений вершина горы представляет собой плоскую равнину, покрытую песчаным осадком. Ровную поверхность вершины осложняют понижение в рельефе – долины северо-западного простирания глубиной от 5-10 м и шириной от 200 до 150 м. Верхние бровки долин обозначены каменными грядами, ориентированными, как и само понижение, в северо-западном направлении (СЗ 320°). Ширина гряд 3-5 м. Сложены они обломками коренной породы от остроугольных плит до хорошо окатанных валунов и гальки.

Депрессии имеют различную форму. Более широкие чаще симметричны с крутизной склонов около 3°. Узкие, глубиной около 10 м, имеют асимметричный профиль. Их юго-западный склон крутизной 4-5° покрыт мелкозернистым песком, а в северо-восточном склоне, крутизной 30-35°, обычно обнажаются коренные породы. В подножии крутых склонов скапливается крупнообломочный материал. Обломки имеют угловатую форму с острыми гранями. Здесь же залегают плиты толщиной 15-25 см, со средними размерами 0,5 x 1,0 м.

На вершине горы в уступе высотой 0,5-0,6 м, простиранием 280°, обнажались светло-серые и серые массивные известняки с параллельной слоистостью. Уступ осложняется нишами и козырьками. В районе уступа количество обломочного материала мало, имеющиеся здесь обломки окатаны.

Осадочный покров на вершине минимален. Осадок сложен мелкозернистым песком светло-серого цвета. Мощность осадочного слоя, по-видимому, недостаточна для создания комфортных условий развития инфауны. Серый оттенок в карбонатном осадке указывает на достаточное количество органического вещества для создания глеевой обстановки и может служить признаком наличия пищи для собирающих и глотающих детритофагов. Однако, несмотря на это, биогенных форм в нанорельефе отмечено не было.

Бровка вершины расположена на глубинах 475-500 м. Здесь выровненная поверхность вершины через серию террас шириной около 300 м переходит в склон. Привершинная часть склона сложена плотным кавернозным известняком серого цвета, имеющим горизонтальное, либо субгоризонтальное залегание. Неровности рельефа заполнены тонкими слоями мелкозернистого песка.

Северо-западный и юго-восточный склоны горы более пологие, чем северо-восточный и юго-западный. На востоке бровку вершины осложняет уступ крутизной 60° и высотой около 90 м. возможно сбросового происхождения.

Восточный склон от вершины до подножия горы пересекает прямолинейный асимметричный каньон простиранием СВ 40° шириной 1100 м и глубиной 90 м, развитый по разломной зоне. Северо-западный склон положе южного. Глубже 650 м рельеф сглаживается. Каньоны были отмечены также и на северо-западном и юго-восточном склонах горы.

Подводная гора "Удачная"(А-076 – "545") расположена в центральной части хребта Вавилова в 610 милях к северо-востоку от острова Св. Елены. Она имеет высоту около 4500 м. Наименьшая глубина 537 м отмечена в южной части горы в координатах 07°58' ю.ш., 0°57' в.д. Гора вытянута в субмеридиональном направлении и имеет длину в пределах 1000-метровой изобаты 18 миль, а ширину 5 миль. В пределах 7° 52' ю.ш. седловина разделяет вершину на две части: северную и южную. Северную часть вершины осложняют два гребня, вытянутые в северо-восточном направлении, с минимальной глубиной над ними 740 м.

Бровка вершины в южной части банки прослежена на глубине 600 м, в северной - на глубине 800 м.

Вершина горы в пределах глубин 520-550 м выровнена и почти горизонтальна. На глубинах 550-600 м в северо-западной и южной оконечностях южной части вершины склон ясно террасирован. Уступы террас крутизной 5-7° имеют высоту около 20-30 м. Далее до глубины 670 м склон имеет крутизну около 3-4°, а к 850 м – до 5-10°.

Верхняя часть горы сложена плотным кавернозным известняком серого цвета. Осадок на вершине представлен песком с примесью валунно-галечникового материала. По мере увеличения крутизны склона осадочный покров исчезает и поверхность бровки вершины по визуальным наблюдениям, покрывается сцементированным органо-детритовым осадком, раздробленным сеткой трещин. Рыхлый осадок практически отсутствует, заполняя лишь отдельные трещины. Однако здесь широко распространен крупнообломочный материал валунно-глыбовой размерности, который приурочен к крутым уступам коренного склона. На горизонтальных поверхностях, удаленных от уступов, крупнообломочный материал отсутствует.

Склоны горы "545" на глубине более 900 м крутые с углами наклона от 10 до 20°, достигающими в отдельных местах 30° и сильно расчленены каньонами, грядами и уступами. Каньоны в большинстве случаев имеют симметричный профиль. Ширина их колеблется от 400 до 2000 м, глубина от 50 до 150 м. Гряды сравнительно невысокие, до 80 м в высоту. В рельефе горы прослеживается

также ориентация структурных элементов в направлении СВ 45° согласно преобладающих в районе разломных систем. Согласно результатам трех погружений ПА, в центре вершины на глубинах 590-585 м осадочный слой очень тонкий и на поверхности дна обнажаются крепкие слоистые известняки. Здесь на участке шириной около 500 м на припорошенной песком поверхности коренных пород залегают большое количество крупных обломков фосфатизированного известняка, имеющего темно-коричневую окраску. В начале участка обломки расположены полосами, вытянутыми в юго-восточном направлении, совпадающем с направлением трещин в коренных известняках. По мере приближения к центральной части участка количество обломков увеличивается, а закономерность в их распределении пропадает.

В центральной части зоны распространения обломочного материала в коренном известняке отмечены углубления - воронки, окруженные отвалами карбонатного песка и известнякового гравия, высотой до 40 см. Эти отвалы, сливаясь между собой, образуют гряду северо-западного простирания, шириной около 3 м и протяженностью более 20 м.

В западной части вершины ровная поверхность вершины покрыта песчаным осадком. На поверхности песка хорошо выражены знаки ряби, образованные придонным течением, и биогенные воронки. Мелкие воронки диаметром 5-8 см удалены на 20-30 см друг от друга. Крутые воронки диаметром около 40 см и глубиной около 10 см значительно удалены друг от друга. Они имеют правильную округлую форму и оконтурены краевым валом шириной около 5 см. Кроме этого вся поверхность песка испещрена различного рода полосками, бороздами, порами - следами деятельности гидробионтов.

По мере приближения к бровке вершины, расположенной на глубинах 600-610 м увеличивается наклон поверхности дна и уменьшается толщина осадочного слоя.

Привершинная часть склона (глубины 750, 620 м) имеет среднюю крутизну около 10°. Рельеф склона образован чередованием небольших уступов высотой до 4 м и выположенных террас шириной около 20 м. Наклон поверхности террас не превышает 3°.

Крутосклонные уступы имеют хорошо выраженную верхнюю и нижнюю бровки. В привершинной части склона в подножии уступов расположены ниши, образованные либо нависающим козырьком известняковой плиты, либо соединенными в одну линию небольшими гротами, далеко внедряющиеся в тело породы. Кроме того склон осложняют небольшие карнизы нависающих

плит известняка. Край карниза остроугольный, в плане извилистый, фестончатый. Глубина ниши под карнизом около 20 см, при высоте 5-10 см. Образованы они, вероятно, по плоскостям напластования известняка.

Вершину горы слагает толща известняков. В обрывах известняк имеет желтовато-бурую окраску. Поверхность его бугристая, изъеденная многочисленными кавернами. Каверны имеют разнообразную форму и средний диаметр около 5 см.

На глубинах 630-690, 730-740 м склон сложен кавернозным известняком. Несмотря на то, что все каверны заполнены песком, их форма хорошо просматривается. Каверны имеют округлую, слегка вытянутую вдоль склона форму. Размер их около 10 см. Края каверн остроугольные с нависающим козырьком. Расстояние между кавернами около 20 см.

На глубинах 690-730, 740-750 м склон сложен массивным известняком. Выровненную поверхность склона покрывает тонкий слой карбонатного песка, который заполняет все отрицательные формы рельефа и сглаживает поверхность склона.

Крупнообломочный материал в осадке привершинной части западного склона представлен преимущественно остроугольными, уплощенными обломками известняка, покрытых тонкой пленкой окислов марганца и обломков гидрокораллов.

На глубинах 700-600 м происходит смена цвета обломочного материала. По-видимому, на этих глубинах происходит изменение фациальной обстановки вторичного минералообразования. В привершинной части подводной горы происходит фосфатизация обломков известняка, а ниже по склону до глубины 780 м на обломках отлагаются окислы марганца, что придает обломкам черный цвет.

На глубинах 780-850 м крутизна западного склона горы составляет 15-30°. Здесь поверхность известняка осложнена нишами с нависающими козырьками.

На глубинах 850-1000 м склон выполаживается до крутизны 5-10°. Поверхность склона покрывает слой белого песка, на котором ясно выражены мелкомасштабные знаки ряби, ориентированные на юго-запад, т.е. вниз по склону горы, что указывает на стоковое течение. Рифели в различной степени трансформированы гидробионтами, создавшими разнообразные лунки, воронки, следы ползания.

Результаты драгирования показывают, что на вершине горы (550-600 м) залегают известняки с комковатой структурой, слабосцементированные, сильно пористые, грязно-коричневого цвета, слитные, по-видимому, фосфатизирован-

ные. Толщина фосфоритовой корки около 5 мм. Железомарганцевые корки драгами подняты не были и об их существовании можно говорить лишь по наблюдениям из ПА.

Подводная гора "Дампир" находится в центральной части хребта Вавилова. Подножие горы расположено на глубинах 4800-5400 м. Центр вершинного плато, имеющего форму меридионально вытянутого на 3.4 мили эллипса и минимальную глубину 651 м, расположен в координатах 11° 09' ю.ш., 0° 2' з.д. Бровка вершины находится на глубинах от 710 м до 760 м. Вершина подводной горы "Дампир" представляет собой слабо выпуклую, довольно ровную поверхность без значительных скальных выступов, за исключением северо-восточной части, где отмечен небольшой уступ высотой около 20 м, у подножия которого расположена слабо наклонная терраса.

По данным подводных наблюдений, выровненная поверхность дна покрыта мелкозернистым песком бежевого цвета. Поверхность осадка осложнена различными ямками и бугорками. На совершенно ровной поверхности дна отмечены выходы коренной породы размером 3х4, 4х5 м высотой 1,5 м и россыпи кавернозных обломков известняка размером 10-20 см. Обломочный материал не окатан и имеет цвет от коричневого до черного. Расстояние между обломками от 5 до 50 см.

В северо-восточной части горы расположен довольно широкий выступ (гряда до полумили длиной), спускающийся вниз по склону от 770 до 900 м. Гребень островершинный, с небольшой террасой на глубине 840 м.

Поверхность северо-восточной части вершины на глубинах менее 750 м представляет собой ровную полого-наклонную поверхность, покрытую песчаным осадком.

Согласно данным эхолота подводного аппарата "Север-2" поверхность известнякового основания имеет волнистую форму. Заполненные песком впадины имеют глубину около 5 м, а гребни, удаленные друг от друга на расстоянии около 200 м, обнажаются на поверхности вершины в виде отдельных сглаженных плит известняка. Эти выходы известняка окружены развалами грубообломочного материала. Ширина полос около 50 м. Обломки известняка имеют различную размерность, от валунов диаметром около 1 м до мелкого гравия, но в основной массе представлены небольшими остроугольными плитками размером около 10 см. Цвет обломков различный: серый, коричневый, черный, в зависимости от их фосфатизации или омарганцевания. Определенной закономерности в распределении обломков различной окраски отмечено не было.

На участках с отсутствием крупнообломочного материала, то есть удаленных от выходов известняков и имеющих большую мощность осадочного слоя, отмечено большое количество следов жизнедеятельности гидробионтов. Это различного рода поры воронки, следы ползания.

Бровка вершины в северо-восточной части горы расположена на глубинах 760-790 м. Здесь она после невысокого (5-15 м) уступа переходит в склон горы. В уступе обнажился кавернозный известняк с диаметром каверн до 40 см и глубиной до 5 см. Наклон поверхности дна в районе бровки, не превышает 7°. На этом участке обнажается массивный известняк серого цвета, поверхность которого имеет сглаженные отпрепарированные формы. Все понижения в известняке заполнены песком. Порода разбита раскрытыми трещинами простиранием 300-310°. Ширина трещин достигает 40 см, а глубина 20 см. Трещины заполнены песком и обломками известняка. Края трещин остроугольные.

На глубинах 790-800 м отмечена терраса, осложняющая близлежащую к бровке часть склона. Аналогичная терраса расположена к востоку от гребня. Поверхность террасы представляет собой субгоризонтальную поверхность, покрытую песчаным осадком, сглаживающим все неровности рельефа. В краевых частях террасы в осадке присутствует значительное количество крупнообломочного материала, представленного остроугольными обломками известняка. В центральной части террасы крупнообломочный материал исчезает, и на поверхности песка появляются знаки ряби. Рифели хорошо выражены и в плане имеют волнистые очертания, асимметричный профиль, длину волны – 20 см, высоту – 1 см. Понижения заполнены крупнозернистым материалом, отличающимся от песка более темной окраской.

На глубинах 800-900 м крутизна склона достигает 70-80°. Высота обрывистых участков около 30 м. В них обнажаются известняки, слагающие вершину. Поверхность известняка имеет коричневатый оттенок и изъедена кавернами продолговатой формы. Диаметр каверн от нескольких сантиметров до метра. В отвесных уступах порода разбита вертикальными трещинами на отдельные блоки. Некоторые блоки имеют трапецевидную форму. На глубине 800 м в подножии уступа расположена ниша высотой около 50 см. Осадочный материал на склоне представлен тонкой присыпкой песка, который заполняет отдельные каверны и покрывает выположенные участки. Крупнообломочный материал представлен глыбами и гравием известняка и обломками горгонарий. Основная масса обломков покрыта тонкой пленкой окислов марганца, что придает им

черный цвет. Глыбы известняка имеют преимущественно плитообразную форму и разбиты разнонаправленными трещинами.

Выположенные участки склона подводной горы до глубины 1000 м имеют среднюю крутизну более 15°. Все склоны за исключением северного и северо-восточного расчленены незначительно. Небольшие террасы отмечены на глубинах от 710-760 м до 840-960 м на западном, северо-восточном и, по данным эхолотной съемки, юго-западном склоне горы.

Подводная гора "157" расположена в западной части хребта Вавилова. Координаты центра вершины 11° 37' ю.ш., 05° 13' з.д. Минимальная зафиксированная глубина 154 м. Гора имеет овальную форму и вытянута в северо-западном направлении. Она возвышается под окружающей ее холмистой равниной Гвинейского поднятия на 4300 м. От подножия горы до глубины 3900 м средняя крутизна склона не превышает 1-2°, с этой глубины крутизна склона увеличивается до десятков градусов и остается таковой вплоть до вершины.

Плоская вершина подводной горы имеет овальную форму и размеры в пределах 200-метровой изобаты 2x4 мили. Поверхность вершины слегка наклонена в северо-западном направлении. Бровка вершины расположена на глубинах 170-220 м.

Вершину горы слагает мощная толща известняков, которые фиксировались из подводного аппарата вплоть до глубины 1200 м. Поверхность вершины покрывает слой песчаного осадка, мощность которого, по-видимому, не превышает десятков сантиметров. Осадок на вершине распространен практически повсеместно, но мощность его уменьшается по направлению от центра вершины к ее бровке.

В северной части вершины расположена трогообразная долина глубиной около 20 м. Ширина тальвега 250-300 м, ширина между верхними бровками 700-800 м. Форма долины асимметричная. Ее восточный склон более крутой, чем западный и представляет собой уступ высотой около 10 м. Западный склон образован серией небольших террас и уступов высотой около 0,5-1 м. Простирание бровки восточного склона и тальвега трогообразной долины 15-20°.

Бровка вершины хорошо выражена и расположена на глубинах 170-220 м. Ширина бровки 300-500 м. По всему периметру вершина плавно переходит в крутой склон и лишь в юго-западной части вершины обрывается крутым уступом до глубины 225 м, на которой расположена небольшая терраса шириной около 300 м, плавно переходящая в крутой склон.

Осадочный слой в районе бровки имеет незначительную мощность. Подстилающие его известняки карстованы. Диаметр карстовых воронок по мере возрастания глубины увеличивается, а форма становится продолговато-вытянутой. На глубине 200 м на северном склоне начинают появляться поля гидроидных кораллов, обломки которых составляют гравийную фракцию осадка.

Южный и западный склоны подводной горы "157" в диапазоне глубин 200-800 м имеют крутизну от 10° до 20° . Поверхность склонов осложнена каньонами, гребнями и уступами. Наибольший каньон с простираем тальвега $5-10^\circ$ сечет южный склон от вершины до подножия. Каньон имеет симметричный профиль, глубину вреза долины 190 м, ширину 1300 м. На этом же склоне на глубине 740 м расположена терраса протяженностью около 4 км и шириной 400 м.

Северный склон имеет крутизну от 15° до 25° . Его западную часть осложняет каньон с простираем тальвега 0° . Профиль каньона асимметричный, западный борт положе восточного.

Восточный склон горы осложняет скальная гряда высотой 250 м, шириною около 2 км, простираем 140° .

Юго-восточный склон горы был осмотрен на глубинах 770-170 м. По результатам визуальных наблюдений собственно склон горы можно выделить на глубинах более 280 м. Он имеет очень сложный расчлененный рельеф. Средняя крутизна склона колеблется в пределах $20-50^\circ$. На обследованном участке расположены 3 уступа высотой от 5 до 15 м, простираем $45-60^\circ$. Профиль уступов ступенчатый с резко очерченной бровкой. Кроме того, в местах выходов плитчатых известняков распространены многочисленные мелкие уступы высотой 0,15-1,5 м. Наибольшее распространение они имеют на глубинах 720-745, 560-590, 370-410, 270-310 м.

Из отрицательных форм рельефа самыми крупными являются небольшие расщелины с вертикальными стенками, ориентированные по падению склона. Их размеры 15 x 4 x 1 м, (глубина 590 м); 15 x 2 x 1,5 (360 м); 5 x 1,5 x 0,5 м (260 м). Многочисленные мелкие каверны, выемки, ниши приурочены к выходам известняков и отмечались на тех же глубинах.

Коренные породы обнажались на наиболее крутых участках склона. В известняках выделяется две разновидности: массивные, плотные, слагающие основание уступов; плитчатые, кавернозные (поверхность ступеней- верхние слои). Цвет обоих литологических типов - серый, желтовато-серый.

В диапазоне глубин 770-310 м верхний слой известняка толщиной 3-10 см имеет светло-коричневую, буро-коричневую окраску (наличие слоя фиксирует-

ся в разрезах мелких уступов, в кавернах и трещинах). По мере уменьшения глубины слой становится тоньше.

На глубине 320 м на поверхности известняка отмечены единичные угловатые обломки размером 15-0,4 м, покрытые марганцевой пленкой. На сколе одного из них под пленкой расположен четырехсантиметровый слой коричневого известняка.

Южный склон в пределах глубин 1280-1350 м отличается сильной расчлененностью. Здесь было отмечено два типа пород: массивная порода светло-серого цвета, имеющая бугристую поверхность – известняк; а также массивная порода черного цвета, с натечными формами и неясной шаровой отдельностью, по-видимому, принадлежащая к базальтовой группе пород.

Осадок на этом участке встречался лишь фрагментарно в депрессиях. Он представлен светло-серым карбонатным песком, эдафогенными обломками, обломками гидроидных кораллов.

Материалы батиметрических съемок, анализ картографического материала и данных наблюдения из подводного аппарата указывают на преобладающее блоковое строение, как всего Гвинейского поднятия, так и большинства гор, его слагающих. Отмечены системы тектонических ступеней, трещин, гряд, сбросов, горстовых форм заложенных по тектонической сети в основном северо-восточного и северо-западного, реже субмеридионального простирания. Так же ориентированы длинные оси гор, грабеноподобные понижения на их вершинах и линейные каньоны на их склонах. Наличие активных тектонических вертикальных движений, имевших место после формирования известняковых шапок подводных гор, не вызывает сомнения. Плоские вершины и террасы различных участков хребта Вавилова лежат на разных глубинах (см. Рис. 7, 8), что подчеркивает блоковый характер структуры в целом. При этом в пределах отдельных блоков положение поверхностей выравнивания достаточно выдержано по глубине, что требует углубленного анализа и дополнительного изучения. Приведенные данные однозначно указывают на общее погружение всего Гвинейского подводного вала после его окончательного сформирования как единой цельной структуры.

Хребет Китовый состоит из трех крупных блоков имеющих ряд индивидуальных отличий на фоне общих для всей структуры характеристик [1, 19]. Для темы настоящего исследования важно то, что подавляющее большинство гор северного, центрального и большей части юго-западного блока имеет явно горстово-блоковое происхождение. Плоские вершины и хорошо развитые лест-

ницы террас на склонах имеют большинство гор хребта. Их абразионное происхождение не вызывает сомнения, исходя из данных непосредственных подводных наблюдений с борта ПА и геоморфологического анализа. Террасы на разных сторонах многих подводных гор находятся на близких глубинах, как и террасы и плоские вершины соседних гор отдельных блоков. При этом важно отметить, что намечаются общие для всей структуры в целом и локальные уровни (Рис. 10). Само наличие абразионных террас указывает на некогда высокое стояние отдельных блоков над уровнем моря. Разные их высоты и разное отличие по глубине соседних террас различных гор и блоков указывает на разные темпы опускания частей структуры. Верхнемиоценовые или постмиоценовые вертикальные тектонические движения зафиксированы подводными наблюдениями даже на локальных участках склонов и вершин подводных гор. Здесь они проявлены в тектонических уступах, грабенах, системах зияющих тре-

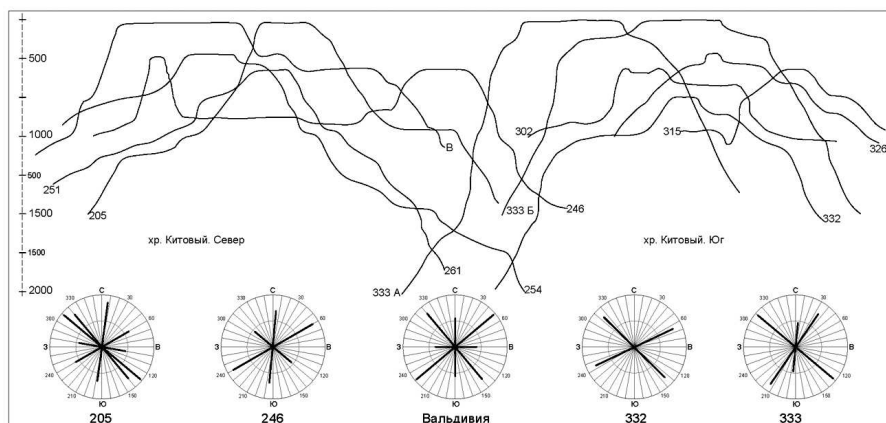


Рис. 10. Профили склонов, уровни террасирования и ориентировка линейментов подводных гор хребта Китового. Цифры – номера гор

щин. Эти формы хорошо видны, так как рыхлые осадки на верхних террасах и плоских вершинах гор всего региона часто практически отсутствуют. В двух экспедициях дночерпательные пробы удалось взять только на горе А-205 (Зубова) и А-302.

По данным подводных наблюдений (наблюдатель Малахов В.П.) на выровненных поверхностях вершин подводных гор осадочный слой залегает прерывистым чехлом, заполняя лишь отрицательные формы рельефа. Его толщина обычно не превышает первых десятков сантиметров. По-видимому, главной причиной слабого развития рыхлых осадков в пределах вершин подводных

гор Китового хребта является высокая динамическая активность придонных вод. Скорость течений в пределах привершинных частей склонов и на вершинах подводных гор составляют 20-30 см/сек., а на горе Бета достигают 50 см/сек. Частицы осадка сносятся вниз по склону и откладываются в его подножии, плохо удерживаясь на выровненных поверхностях вершин блоков.

Малая мощность осадочного слоя предопределила плохую результативность дночерпательных сборов. Поэтому вещественный состав осадков удалось изучить лишь на одной подводной горе Зубова, расположенной в пределах I блока.

По описанию В.В.Федорова на вершине горы Зубова (ст. 50, глубина 240 м) залегает крупнозернистый несортированный биогенно-обломочный карбонатный песок серого цвета. В осадке при преобладании фракции 0,5-1,0 мм (50%), велика доля гравийной фракции 1-5 мм (30%), а алевропелитовая фракция отсутствует. В крупнозернистой фракции преобладают планктонные фораминиферы, в основном, такие крупные как *Orbulina universa*, а также иглы морских ежей. В гравийной фракции доминируют обломки карбонатов, известковые трубки полихет-серпулид. Встречаются очень крупные, массивные птероподы длиной до 6,0 мм. В северной части вершины на глубине 270 м залегает хорошо сортированный карбонатный песок белого цвета. Преобладает мелкозернистая фракция 0,1-0,25 мм. Крупных частиц размером до 0,75 мм очень мало. Алевритовая фракция не более 10%. Пелитовая фракция отсутствует.

На глубине 530 м на северном склоне горы залегает хорошо сортированный фораминиферовый песок белого цвета. По наблюдениям из подводного аппарата известно, что на поверхности песчаного осадка широко развиты рифели, образованные придонным течением, которое, по всей видимости, и является основной причиной сортировки.

В песчаном осадке горы Зубова представлены две разноразмерные группировки фораминифер. Мелкозернистую фракцию составляют фораминиферы рода *Globigera*, среднезернистую (0,25-0,5 мм) фораминифера *Orbulina universa*. Кроме того около 12% в осадке составляют раковины бентосных фораминифер, а 2% – раковины птеропод. Однако в желудке неправильного морского ежа количество раковин птеропод возросло до 30%. Причем, среди птеропод 25% целых, а среди планктонных фораминифер 10% живых. Это, а также само наличие грунтоедов на вершине горы Зубова весьма примечательно и свидетельствует о наличии на вершине горы локальных зон высокой продуктивности, образовавшихся за счет накопления оседающего на дно неразложившегося планктона.

На глубинах свыше 600 метров и особенно на поверхностях плато – оснований групп подводных гор – мощность осадка заметно возрастает. Здесь прямоточными трубами были вскрыты слои белого, иногда кремового песчанистого ила с большим количеством фораменифер.

Отдельные блоки хребта опускались медленно и стадийно. Времени абразивной проработки хватало для формирования обширного ровного известнякового плато. В других случаях на поверхностях плато оставались отдельные останцы с крутыми, как правило, склонами. На некоторых горах сохранились кольцевые возвышенности по периферии вершинного плато (гора А-302), которые можно интерпретировать как реликты кольцевого рифа. Так или иначе, морфологический анализ и наблюдения из ПА однозначно указывают на активные вертикальные движения отдельных блоков (и их частей) хребта Китовый.

М.В.Кленова и В.М.Лавров [30] связывают происхождение Китового хребта с миоценовой тектоникой (26 млн. лет назад). В миоцене атлантическое побережье Африки вновь было разбито разломами, большая часть которых унаследовала направление древних структур. Сбросы, поднятия, вулканизм испытала область докембрийской складчатости. Китовый хребет морфологически сходен с миоценовой морфоструктурой области дамарской складчатости, имеет то же простирание (северо-восток – юго-запад), и расположен к западу от линии, продолжающей дамарские складки в океане. В его морфологии могут находить отражения ориентировки линеаментов, свойственных третичным разломам Сильвияхюгель и Коихаб.

По мнению Г.Б.Удинцева [72], формированию хребта как поднятия, по видимому, предшествовала первая фаза рифтогенеза: на месте будущей впадины Южной Атлантики и на окраине обрамляющих ее сейчас континентов произошли излияния покровных базальтов в поздней юре – начале мела и дробление древнего континентального массива разломами. Во вторую фазу рифтогенеза, последовавшего в период до конца альба, дробление континентальных блоков усилилось, но они все сохраняли высокое положение, и когда наступила следующая фаза, то изменение покровных базальтов и проявление вулканизма от маастрихта до палеоцена происходили в субаэральных и мелководных условиях [87]. В это время начались опускания в области современной Ангольской котловины. Там создались обширные мелководные лагунные моря с температурой воды примерно +23°C. Китовый хребет играл в это время роль края шельфа, лежавшего южнее Ангольской котловины. Можно предполагать, что невысокое поднятие, разделившее в то время Ангольскую и Капскую котловины, было

шире современного Китового хребта. В ходе продолжавшегося регионального погружения Китовый хребет отставал от ложа Ангольской и Капской котловин. Гребень хребта в палеоцене и эоцене, а частью и в олигоцене был все еще сушей или мелководьем, выравнивающимся абразией. Только в позднем миоцене через Китовый хребет в Ангольскую котловину хлынули холодные воды Антарктики.

Вторая гипотеза, высказанная Г.Б.Удинцевым, развивает представление о хребте, как о фрагменте древней континентальной платформы, частично переработанной в процессе океанизации по периферии рифтогенального пояса Южно-Атлантического хребта, как об останце оседания. Пространственное положение и простираение Китового хребта логично связывать с юго-западным продолжением одного из крупнейших линейментов Африки, отмечаемым на континенте так называемой "Великой отрицательной аномалией Буге", которая протягивается от Баб-эль-Мандебского пролива, через зону Восточно-Африканских рифтов к мысу Фрио на восточном побережье Африки.

Хребет Китовый является типичным асейсмичным блоково-вулканическим горным сооружением [90]. Детальное изучение его природы и происхождения выходит за рамки данной работы. Задача состоит в том, чтобы показать блоковую природу морфоструктуры, развитие на всех подводных горах хребта в теле мощных известняковых толщ абразионных поверхностей выравнивания. Особое значение имеет выявление как разных уровней террас отдельных гор и блоков, так и установление общих высот верхних террас и вершинных поверхностей всей морфоструктуры в целом. Здесь следует отметить, что плоские вершины нескольких крупных подводных гор из разных блоков и частей хребта лежат сегодня на одинаковой глубине. Это, прежде всего, относится к горе А-205 (северный блок), Вальдивия (средний блок) и А-333 (см. Рис. 10), лежащей в 150 милях к западу от горы Вюст юго-западного блока хребта, практически уже на флангах ЮАХ, но в зоне развития краевых структур хребта Китовый. Расстояние между крайними точками этой триады превышает 1100 миль! При этом гора А-333 это фактически отдельный плосковершинный хребет северо-западного простираения длиной по изобате 2000 м более 40 миль. Если учесть, что параллельно ему в 200 милях к западу на северо-западном фланге хребта Китовый расположены еще несколько подобных и аналогично ориентированных горстовых структур, но с большими глубинами вершинных плато [74], то нужно согласиться, что такие горы являются не исключением, а одной из отличительных характеристик целого сектора океана.

Появляется возможность подтвердить выделенные Г.Б Удинцевым отдельные этапы формирования структуры. Для создания современного облика хребта, прежде всего, необходимы были значительные толщи известняков (верхний мел – миоцен), которые формируют карбонатные шапки большинства гор и лежащих сегодня на весьма различных глубинах. Затем эти отложения были разбиты сетью разломов, в основном северо-восточных и северо-западных простираний, свойственных Африканскому континенту. В дальнейшем произошло довольно значительное воздымание всей прилегающей территории с последующим блоковым стадийным опусканием отдельных ее частей. Без предположения субаэральных этапов развития объяснить формирование абразионных террас на склонах гор представляется невозможным. На заключительном этапе весь участок дна акватории опустился на современные глубины. Такая схема позволяет объяснить и существование в определенное время хребта Китовый как барьера, препятствующего поступлению бореальных вод в Ангольскую котловину. Скорее всего, история формирования поднятия Риу-Гранди – аналогична [90].

Приведенные материалы позволяют подтвердить:

- блоковое строение хребта Китовый;
- различную динамику вертикальных движений отдельных блоков структуры;
- общее опускание дна всего прилегающего к хребту сектора океана в пост-миоценовое время.

Возвышенность Дискавери – одно из крупных поднятий океанского дна Юго-Восточной Атлантики размером 150 на 300 миль, вытянута в северо-восточном направлении в соответствии с ориентировкой тектонолинеаментной сети дна Юго-восточной Атлантики. Над общей вершинной поверхностью, лежащей на глубине 3500-4000 м, возвышаются четыре подводных горы с крутыми, террасированными в верхней части склонами. Одна гора, Шаннон, находится несколько в стороне от общего простирания структуры – примерно в 70 милях к югу от северо-восточного окончания оси горного сооружения. Еще одна – прямо на юго-западном продолжении этой оси. Крутые и линейные склоны основания указывают на тектоническое заложение возвышенности. Сами горы имеют угловатую форму. Линейные участки их контуров ориентированы в северо-восточном и в северо-западном направлении, согласно ориентировке разломной сети региона. Вершины гор сложены известняками. С крутых участков склонов драгированы щелочные базальты [86]. Плоские, выровненные абразией верши-

ны подводных гор возвышенности, лежат на глубинах 400, 500 и 700 м. На горе А-421 определены два уровня протяженных (около 10 миль) плоских поверхностей: вершинное плато на глубине 500 м и обширная слабовыпуклая терраса длиной более 10 миль, оконтуренная изобатой 800 м. На вершинном плато обнаружен крутосклонный и плосковершинный останец высотой около 100 м. Вершинная поверхность горы А-416 лежит на тех же глубинах и тоже имеет аналогичный по размерам и форме останец на плоском абразионном плато. На такой же глубине находится вершинное плато горы А-434. Плоская вершина горы А-423 находящейся в центре поднятия находится на глубине около 400 метров, соответствующей глубинам над останцами гор 421 и 416. На склонах этой горы по периметру сооружения (что подчеркивает абразионное происхождение) хорошо выражены две террасы на глубинах 500 и 700 метров – именно на таких, на которых находятся плоские вершины и террасы всех остальных подводных гор поднятия (Рис. 11). Вершинная поверхность горы А-426 лежит на той же глубине, что и протяженная терраса горы А-423. Во всем весьма протяженном регионе в рельефе контрастно проявлены только три уровня террас, фиксирующие длительные стадийные остановки опускания структуры в целом. Приведенные материалы указывают на блоковое строение возвышенности Дискавери, наличие субаэральных этапов в ее истории, и финальное постмиоценовое погружение всего участка дна океана на современные глубины.

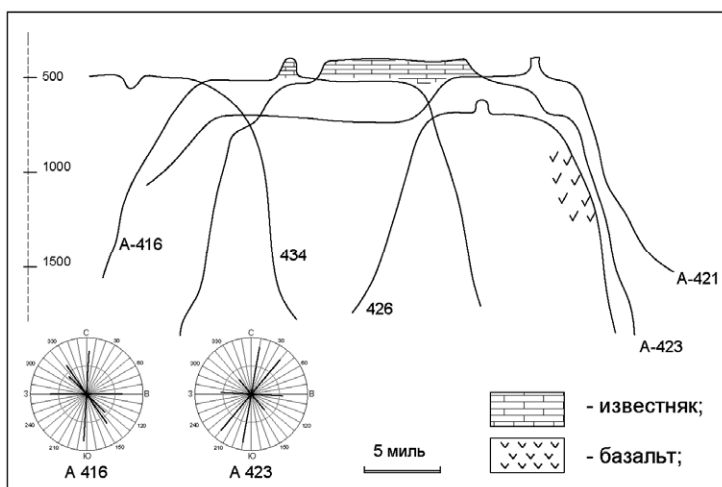


Рис. 11. Профили склонов подводных гор поднятия Дискавери. На диаграммах указана ориентировка основных тектонолинеаментов

Возвышенность Риу-Гранди (Рио-Гранде) – это обширное блоковое плосковершинное поднятие дна Юго-западной Атлантики, разделяющее Аргентинскую и Бразильскую котловины: глубины в котловинах по обе его стороны различны, как и разрез осадочного чехла в них. Последний факт подчеркивает индивидуальные особенности развития котловин, а значит – блоковое строение океанского дна в целом. Поднятие состоит из двух частей. На обширном подводном валу северо-западного простирания, протягивающемся от флангов ЮАХ до берегов Бразилии, фактически размещаются две крупные подводные возвышенности: Риу-Гранди Западная и Риу-Гранди Восточная. Последняя имеет прямоугольные очертания и вытянута вдоль 30° з.д. В южной ее части расположена крупная (около 50 миль в длину) сильно вытянутая в северо-западном направлении куэстовидная подводная гора А-334 (33.4° с. ш). Юго-западные ее склоны крутые и обрывистые, явно заложены по разлому взбросу, северо-восточные – пологие. Наклонное вершинное плато, сложенное плотными иногда кавернозными известняками в наиболее высоких точках в интервалах глубин 400–700 м имеет несколько субгоризонтальных выровненных площадок, скорее всего абразионного происхождения.

Риу-Гранди Западная – это крупная ромбовидная возвышенность, размером 200 x 300 миль по изобате 4000 м. Мощность земной коры здесь увеличена до 13-18 км в верхних частях разреза под тонкой пачкой мелководных известняков лежат плотные слоистые известняки. В акустическом фундаменте обнаружены породы со скоростями сейсмических волн 3,5 км/сек. Их можно интерпретировать как толщу базальтовых лав, переслаивающихся с осадками или как уплотненные осадочные породы континентального фундамента.

Возвышенность разделена на две части глубоким желобом – разломом северо-западного простирания, на проекции которого в 180 милях к юго-востоку лежит описанная выше гора А-334. Северо-западное продолжение этого разлома в виде протяженного линеамента – сквозной структуры прослеживается далеко вглубь южно-Американского континента в предгорный прогиб Кордильер.

Плоская вершинная поверхность поднятия разбита разломами северо-западного и северо-восточного простирания на несколько плато лежащих на глубинах от 2400 до 600 метров. По данным глубоководного бурения в коньяксантонское время возвышенность представляла собой высокую (до 2000 м) сушу, остров или часть континентальной окраины, где в позднем мелу произошли излияния базальтов (щелочных – *И.Л.*), сходных по составу с базальтами Исландии. По мнению Г.Б.Удинцева в среднем эоцене здесь было мелководье,

или, возможно, оставалась еще суша, связанная с континентом, откуда в осадки поступали кварц, плагиоклаз и полевой шпат. Высокое мелководное положение возвышенности сохранилось еще до раннего миоцена и только в среднем миоцене она погружается на современные глубины [72]. Здесь можно лишь добавить, что погружается «поблочно» – одни части интенсивно, другие – заметно медленнее. Изложенный материал показывает, что возвышенность Риу-Гранди представляет собой блоковую структуру, заложенную на мощной жесткой коре субконтинентального типа, в развитии которой важнейшую роль играли вертикальные тектонические движения. Нахождение сегодня вершинных плато поднятия на разных иногда значительных глубинах иллюстрирует заметные верхнекайнозойские опускания крупных блоков земной коры Юго-Западной Атлантики.

Здесь следует отметить, что вдоль побережья южной Америки в котловинах, за пределами континентального склона расположено несколько цепей и групп подводных гор с плоскими абразионными вершинами, лежащими на различных глубинах. В данном контексте важна не ориентировка цепей гор и подводных хребтов, а тот факт, что их плоские абразионные вершины лежат сегодня на различных глубинах, как в пределах одного горного сооружения, так и всей Бразильской котловины. Отдельные подводные горы, имеющие хорошо развитые лестницы террас и сегодня поднимаются над уровнем моря в виде островов. Развитие вдоль континентального склона краевые плато (Парнамбуко, Аброльйос, Королевы Шарлоты) с глубинами над их плоскими вершинами от 500 до 2500 м и более подчеркивает важную роль вертикальных блоковых движений в формировании тектоносферы дна океана этого региона.

Хорошим примером структур, зафиксировавших в своем рельефе этапы погружения земной коры, могут служить горы Новой Англии - цепь вулканических гор, образовавшаяся в котловине Сом вдоль крупного диагонального разлома (сквозной структуры) Кельвин.

Здесь на дне котловины проявлена система региональных разломов северо-западного и, в несколько меньшей мере, северо-восточного простирания косо секущих продолжения трансформных разломов САХ. Вдоль крупнейших линеаментов развиты цепи подводных гор и отдельные подводные горы. Так вдоль разлома Кельвин расположены двумя параллельными полосами горы Новой Англии. В 180 милях к юго-западу вдоль параллельного линеамента расположены горы Мьюир, полоса гор Бермудского поднятия северо-западного простирания и гора Карин Пик примерно в 100 милях от континентального склона. Вдоль такого же линеамента, но проходящего в 120 милях к северо-

востоку от разлома Кельвин сгруппированы крупные подводные горы западной ветви Углового поднятия.

Бытующее мнение о возникновении всех этих гор вследствие деятельности горячих точек на сегодня не выдерживает серьезной критики. Цепи гор заложены вдоль разных хоть и субпараллельных линейных элементов согласно ориентировке грядового рельефа дна всей котловины.

В контексте данного исследования важными фактами представляются прежде всего следующие:

- практически все горы имеют шапки мелководных известняков на своих вершинах;
- вершины гор имеют плоские, явно абразионные поверхности и лестницы террас на склонах, особенно в привершинной части;
- плоские вершины подводных гор лежат сегодня на разных, иногда значительных глубинах (таблица).

Глубины плоских вершин гор Новой Англии

Гора	Глубина	Отличительные черты (особенности)
Беар	1102	Атолл, железо-марганцевые корки
Баянус	1469	
Фисалия	1848	Атолл, железо-марганцевые корки
Митилус	2269	Мелководные известняки, кораллы
Ретривер	1819	
Кельвин	1599	Плоская вершина, рифовые известняки
Атлантис 2	1645	
Гаснольд	1409	Мелководные известняки, кораллы
Грегг	893	Атолл, коралловый риф, террасы
Сан-Пабло	1093	Террасы, плоская вершина
Манинг	1310	Террасы в известняках и в базальтах
Рахобот	1370	Террасы на склонах, плоская вершина
Нешвилл	1975	

Важно отметить, что на разных глубинах лежат сегодня плоские вершины подводных гор всей северо-западной котловины Северной Атлантики, например гор Милн и Гаусс [2] (Рис. 12), где автор наблюдал вершинное плато с борта ПА на глубине 2000 м.

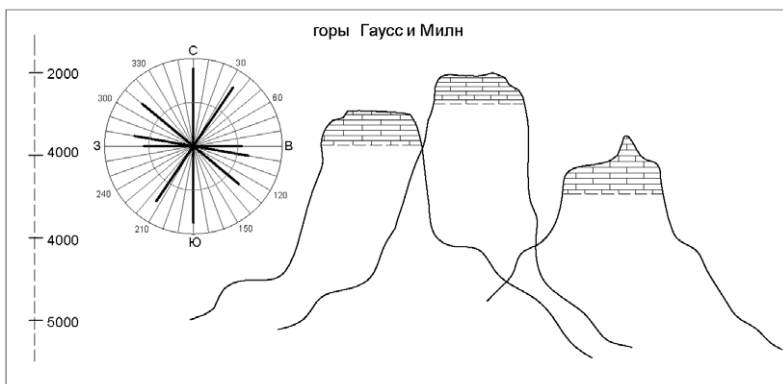
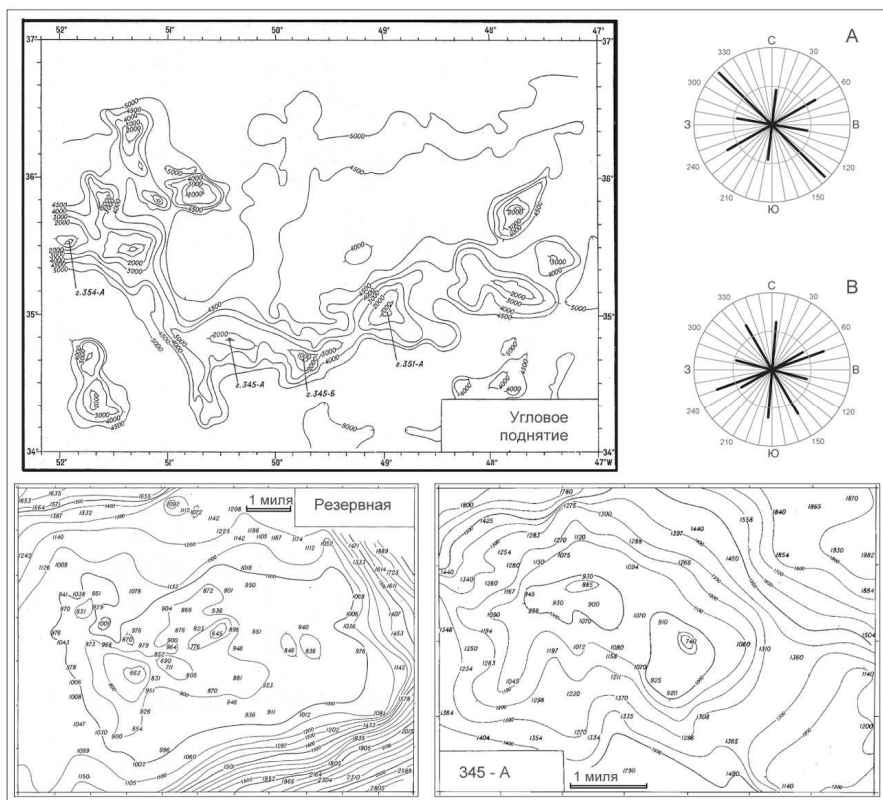
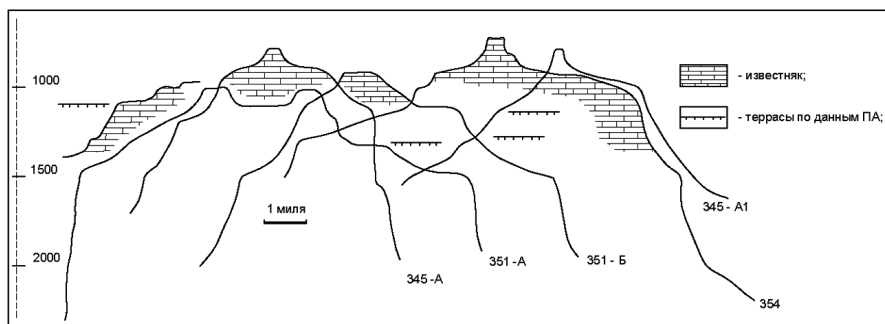


Рис. 12. Поверхности выравнивания и линеаменты гор Милн и Гаусс (Северо-Западная Атлантика). На вершинах гор залегают шапки коралловых известняков

Горы Углового поднятия [23] имеют в основном уплощенные вершины с хорошо выраженными абразионными останцами. Склоны гор обеих ветвей Поднятия закономерно террасированы (Рис. 13), что указывает как на несколько этапов погружения структуры в целом, так и на индивидуальный тектонический режим отдельных блоков горного сооружения. Восточная ветвь ориентирована по азимуту СВ 60° , тогда как длинные оси гор (Безнадежная, Июльская, Якутат) направлены СЗ 320° - 330° . В мезорельефе, по данным подводных наблюдений, преобладают линеаменты северо-восточного и, в меньшей мере, северо-западного и субширотного направлений. Рельеф гор северо-западной ветви (генеральная ориентировка СЗ 320°) определен СВ 60° , СЗ 320° - 330° и субширотными линеаментными системами (Рис.13). Абрадированные уплощенные субгоризонтальные вершины гор Углового поднятия сложены плотными доломитизированными, иногда кавернозными рифовыми миоценовыми известняками (по пробам с горы Роккевей) и лежат на глубинах 1100–640 м. Склоны гор сложно и закономерно террасированы, что показывает многостадийность опускания структуры в целом. Наиболее ярко выражены террасы на глубинах 1100–1080, 950–980 м. Карбонатные постройки встречены на глубинах до 1400 м. Более детальное общее описание некоторых подводных гор дает общее представление об особенностях геологического строения района. Подводная гора Роккевей (Перспективная) имеет очертания неправильной формы, определяемые линеаментами СВ 60 - 70° . Ее размеры 10 x 4,5 км по изобате 1200 м, минимальная глубина 700 м. Склоны горы интенсивно расчленены грядами, уступами, осложнены террасами и линейными депрессиями, ориентированными на



a



б

Рис. 13. Рельеф подводных гор Углогового поднятия: *a* – ориентировка линейментов гор западной (А) и восточной (В) ветвей; *б* – террасы и поверхности выравнивания. По материалам батиметрических съемок и подводных наблюдений

СВ $60 \pm 10^\circ$. Основные уровни террас противоположных склонов лежат на разных глубинах, вероятно, вследствие хорошо проявленных здесь вертикальных тектонических движений. Вершина горы представляет собой пик - останец.

По данным наблюдений с борта ПА, склоны и вершина поднятия в диапазоне глубин 1200–700 м сложены рифогенными известняками. На вершине горы обнажаются карбонатные песчаники (лагунные фации рифовой постройки?), на других участках – в основном кавернозные известняки кольцевого рифа. Здесь отмечаются карстовые формы рельефа – характерные воронки и нависающие козырьки, осложняющие верхнюю часть уступов. Иногда отмечаются столообразные формы рельефа, обрамленные по периферии козырьками. Верхние части козырька, как правило, бронированы мощной марганцевой коркой. В уступах и бортах карстовых воронок обнажаются светло-серые известняки. В южной части подводной горы выявлена узкая линейная депрессия V-образной формы, простирающаяся СВ $60-70^\circ$, крутизной склонов от 30 до 90° , глубиной 50–100 м. Четкая линейная ориентировка свидетельствует о тектонической природе депрессии. В рифогенных известняках повсеместно прослеживаются дизъюнктивные нарушения с простираем СВ $60-70^\circ$. Некоторые трещины «залечены» гидротермальным материалом. Заполнитель образует гребневидные формы рельефа, возвышающиеся над поверхностью дна. На склонах горы обнаружены образования, представляющие собой полые цилиндры, приподнятые над поверхностью дна на 20–30 см. Вероятно, эти формы представлены верхними частями трубообразных зон транспортировки эндогенного вещества.

В результате исследований установлено, что гора Рокковой является древней коралловой постройкой, заложенной на блоке коры параллелепипедной формы. Первичный рельеф горы претерпел значительные изменения в результате интенсивных тектонических процессов. Протяженные субгоризонтальные террасы, предположительно отнесены нами к реликтовым поверхностям абразионного выравнивания, образовавшимися в период субаэральной перестройки рельефа подводной горы. Однако этот этап был кратковременным и не привел к полному выравниванию вершины. Причиной подъема верхней части коралловой постройки выше уреза воды могли быть и эвстатические колебания уровня океана на фоне тектонических движений. Наиболее молодыми являются структуры СВ $60 \pm 10^\circ$, влияние которых отчетливо проявилось после формирования коралловой постройки. Наличие рифогенных известняков на глубинах свыше 1200 м свидетельствует о значительном погружении структуры.

Подводная гора Резервная (345-А) расположена в юго-восточной части западной зоны Углового поднятия. Длинная ось горы ориентирована в соответствии с общим простираемостью структуры – СЗ 310 - 320°. В меньшей степени в очертаниях возвышенности проявлены структуры СВ 60±10°. Рельеф горы сглаженный. Склоны имеют значительную крутизну. На глубинах свыше 1500 м она иногда превышает 10°. На глубинах 1400-1200 м расположена субгоризонтальная терраса, наклоненная к краевым частям под углом 2-5°. Над поверхностью террасы возвышаются два холма с отметками 930 и 950 м, разделенные седловиной глубиной около 1100 м. Склоны холмов имеют среднюю крутизну 20-25° и осложнены уступами и террасами.

По данным наблюдений с борта ПА, в диапазоне глубин 1100-980 м обнажаются серые кавернозные рифогенные известняки. В пределах юго-восточного холма выделены две субгоризонтальные террасы (глубины 1100–1080 и 1000–990 м) и два уступа (1080-1000 и 990-980 м) с крутизной около 40–45°. В основании верхнего уступа расположена вытянутая вдоль склона ниша. Вероятный генезис перечисленных форм рельефа – абразионный.

Местами на поверхности известняка развиты железомарганцевые корки, представленные локальными блестящими почковатыми пятнами иссиня-черного цвета размером до 3 м² и мощностью до 1,5 см. Здесь же встречается большое количество корковых обломков размером до 10 см, что свидетельствует об активизации эрозионных процессов.

Морфологические особенности горы Резервная позволяют предположить наличие субаэрального этапа перестройки ее рельефа. Верхняя часть коралловой постройки была поднята выше уреза воды и подвергалась абразии. Выдержанность уровней террас в пределах различных склонов горы подтверждает их абразионное происхождение. Волновое срезание вершины горы произошло не полностью, вероятно, из-за небольшой продолжительности субаэрального этапа. Два холма, осложняющие вершину горы и холмы на террасах, являются абразионными останцами. Наличие рифовых известняков и абразионных поверхностей выравнивания на глубинах до 1400 м свидетельствует о значительном погружении структуры.

Подводная гора Безнадежная (345-Б) расположена на стыке западного и восточного блоков Углового поднятия и имеет также неправильную угловатую конфигурацию, определяемую линейными СВ 320-330° и СЗ 60°. Проявлены также ортогональные системы трещин. На глубинах больше 1500 м крутизна склонов горы достигает местами 30°. Выше расположена серия субгоризон-

тальных террас и разделяющих их уступов. Наиболее протяженные поверхности выравнивания развиты на глубинах 1350–1300 и 1100–1080 м. Вершина горы представляет собой холм с минимальной отметкой глубин 980 м, склоны которого имеют среднюю крутизну 20° и осложнены уступами высотой до 10 м и разделяющими их террасами. Профиль вершины холма слабовыпуклый. Вершина горы является абразионным останцом, не полностью сnivelированным абразией вследствие непродолжительности субаэрального этапа развития.

На маршруте ПА выявлено избирательное развитие марганцевой корки по зонам тектонических нарушений. Так, в западной части террасированной вершины выявлена протяженная разломная зона шириной 2–3 м где гидротермально измененные породы образуют линейный гребень, выступающий над поверхностью дна на 1,5–2 м. В зоне разлома развита мощная железомарганцевая корка, отдельные фрагменты которой отслаиваются от основной массы породы в виде крупных чешуи (2 x 5 м). Иногда почковидные марганцевые корки встречаются в виде отдельных изометрических «лепешек» размером от 0,2 до 3 м. Почти повсеместно известняки покрыты коричневато-бурой коркой. Данные визуальных наблюдений показывают, что транспортировка рудного вещества осуществлялась по линейным зонам тектонических нарушений. В ряде случаев подводящими каналами гидротерм служили трубообразные тела, заложенные по зонам пересечения трещин различного простираения. Эти процессы приводили к формированию как ориентированных линейно, так и изометрических участков интенсивного избирательного омарганцевания.

Подводная гора Июльская (351-А) расположена в центральной части восточного блока Углового поднятия. Анализ батиметрических карт и схем показывает преобладающее рельефообразующее значение линеаментов СЗ 310–320°. В меньшей степени проявлены структуры СВ 60°. Глубже 1500 м склон имеет среднюю крутизну 30°, далее расположена закономерно террасированная выпуклая вершинная поверхность горы. Субгоризонтальные террасы разделены крутыми уступами, которые являются древними клифами. Вершина подводной горы (980 м) представляет собой абразионный останец высотой около 20 м. Склоны останца крутые (до 60°). По данным наблюдений из ПА, на глубинах 1020–1000 м и глубже обнажаются рифогенные известняки.

Подводная гора Якутат расположена на восточном фланге восточного блока Углового поднятия и является крупнейшей из всех подводных гор региона. В плане она имеет неправильные, угловатые очертания, определяемые в основном линеаментами СЗ 315° и С 0±5°. Меньшее значение имеют структуры

субширотной и северо-восточной ориентировки. Подводная гора разделена седловиной глубиной 2500 м на западную и восточную части, имеющие общее основание. Западная часть горы представляет собой линейную возвышенность субмеридионального простирания, увенчанную тремя вершинами на глубинах соответственно 1116, 1133 и 1485 м. Очертания восточной части горы определяются линеаменами СВ 315°. Вершина горы расположена на глубинах около 1100 м.

Глубже 1500 м средняя крутизна склонов горы составляет 30°, выше отмечается выпуклая террасированная вершинная поверхность. Наиболее протяженная терраса расположена на глубинах 1250–1230. Над поверхностью выравнивания возвышаются отдельные конические останцы высотой около 100 м. Склоны останцов крутые (20–30°) и осложнены субвертикальными уступами высотой около 1 м. В диапазоне глубин 1200–1100 м обнажаются кавернозные рифогенные известняки.

Обобщая полученные данные, можно выделить следующие особенности истории развития подводных гор региона. Угловое поднятие подразделяется на два тектонических блока – западный и восточный, отличающихся по направлению генерального простирания структуры. Ориентировка линеаментов, определяющих контуры подводных гор, как правило, не совпадает с направлением генерального простирания тектонических блоков. Так, в пределах западного блока с простиранием СВ 60° наибольшее рельефообразующее значение имеют структуры СЗ 310–320°. Для подводных гор восточного блока, ориентированного на СЗ 320°, контуры отдельных поднятий в основном заложены по линеаменам СВ 60°. Зоны трещиноватости, выявленные в рифогенных известняках, преимущественно ориентированы по простиранию длинных осей подводных гор.

Наиболее интенсивно тектонические процессы проявлялись на краевых горах Углового поднятия – Рокковой и Якутат. Вершина горы Рокковой разделена на отдельные блоки разломами СВ 60–70°. Гора Якутат испытывает влияние в основном субмеридиональных дислокаций.

Наиболее молодыми являются структуры, ориентированные несогласно по отношению к генеральному простиранию каждого из двух блоков Углового поднятия. Так, на горе Рокковой в течение последнего тектонического цикла были активны структуры СВ 60°.

В генетическом отношении горы Углового поднятия являются мощными коралловыми постройками, развитыми на полигенном цоколе. По данным дра-

гировок, рифогенные известняки отмечаются на глубинах до 1700 м, что свидетельствует о значительном погружении структуры.

Бермудское поднятие – протяженное линейное воздымание дна Северо-Американской котловины – простирается в северо-восточном направлении от Багамского выступа до Ньюфаундлендского хребта. Вдоль оси структуры на батиметрических картах читается система региональных (более 1000 км) тектонолинеаментов – разломов простираения СВ 45°. Поднятия косо пересекают субширотные продолжения крупнейших трансформных разломов северной Атлантики, уходящие далее на континент. Его также перпендикулярно пересекает система крупных субпараллельных разломов окраин Американского континента (Большой Абако, Блейк Спирс, Норфолк, Кельвин) северо-западного простираения. Некоторые авторы считают перечисленные нарушения продолжением трансформных разломов САХ, сильно загнутых к северу. Однако линеаментный анализ на фоне общего структурного плана Северной Атлантики заставляет отнести описанные разломные системы к разным ветвям глобальной линеаментной сети. Кроме того такую ориентировку имеют структуры Бафинова залива и плато Блейк. Случайность здесь крайне маловероятна, как и случайность нахождения закономерно ориентированного протяженного линейного поднятия на дне океанской котловины. Закономерность ориентировки линеаментных сетей дна региона подтверждается положением не только разломов и, но и реальных положительных форм рельефа. Вдоль крупнейших разломов Северо-Западной Атлантики развиты протяженные цепи подводных гор, например горы Новой Англии, горстово-блоковые горы хребта Джи и Ньюфаундлендского хребта. В узлах пересечения тектонолинеаментов располагаются локальные, но тектонически предопределенно расположенные поднятия (например, Бермудских островов). В целом же вся Северо-Американская котловина построена весьма закономерно по канве древней разломной сети. Касательно рассматриваемой в данной работе темы необходимо отметить широкое развитие в пределах Бермудского поднятия обширных поверхностей выравнивания, лежащих сегодня на разных глубинах. Верхние террасы этих известняковых плато имеют явно абразионное происхождение. Возраст известняков – от верхней юры до голоцена.

Многие подводные горы Северо-Атлантического хребта и хребта Рейкьянес также имеют хорошо выраженные плоские вершинные поверхности и многочисленные террасы на склонах (Рис. 14). Плато бывают настолько ровными, что

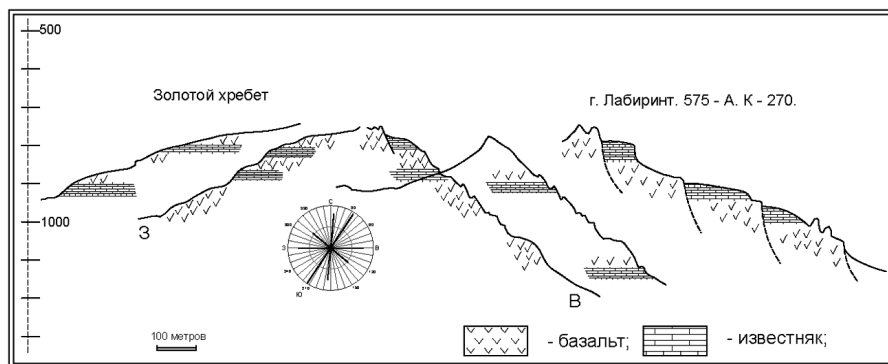


Рис. 14. Профили склонов и поверхности выравнивания центрального блока хребта Рейкьянес по данным подводных наблюдений (на диаграммах – ориентировка линеаментов)

иногда допускают ведение промысловых работ донными тралями. Местами на склонах гор подводными наблюдениями выявлены клифы и протяженные волно-прибойные ниши (Рис. 15). Очень важно подчеркнуть, что вся северная часть хребта Рейкьянес представляет собой единое протяженное (около 1000 миль) слабо наклоненное на юг плоское плато, вероятно абразионного происхождения. Такой же генезис, вероятно, имеют и вершины аккумулятивного хребта Гардар. Поверхности выравнивания в зоне САХ выявлены не только в осевой зоне хребта (Рис. 16, 17, 18), но и на его флангах. Так, например, на склонах горы 444-А тер-

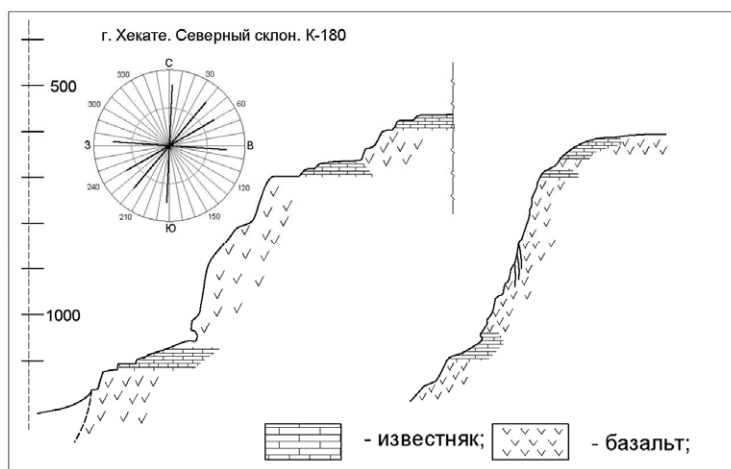


Рис. 15. Профили склонов и ориентировка линеаментов горы Хекате (зона разломов Гиббса)

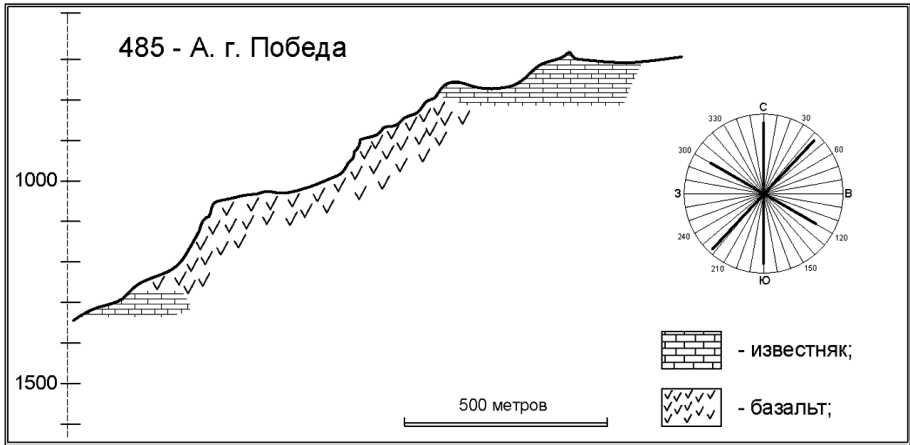


Рис. 16. Отложения горизонтально-слоистых известняков на террасах подводных гор севера САХ (по данным подводных наблюдений; на диаграмме – линеаменты на маршруте ПА)

расы выявлены в 6 погружениях ПА в интервале глубин 1800 - 650 м. При этом верхние террасы заложены частично в известняках.

Склоны крупной подводной горы Антиалтаир, лежащей в зоне стыка структур фланга САХ и желоба Кинга закономерно террасированы. Здесь были выполнены 6 погружений ПА. Достаточно ровная вершинная поверхность горы покрыта известняковым чехлом и наклонена к северу (Рис. 19).

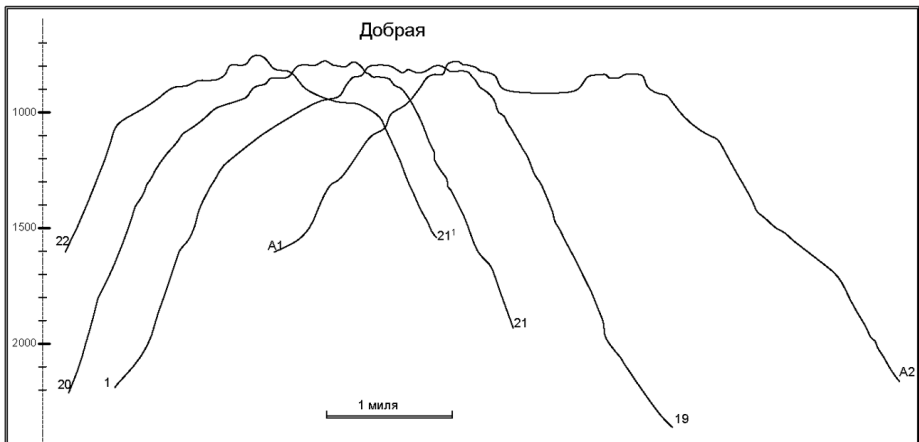


Рис. 17. Поверхности выравнивания на вершине горы Добрая (САХ)

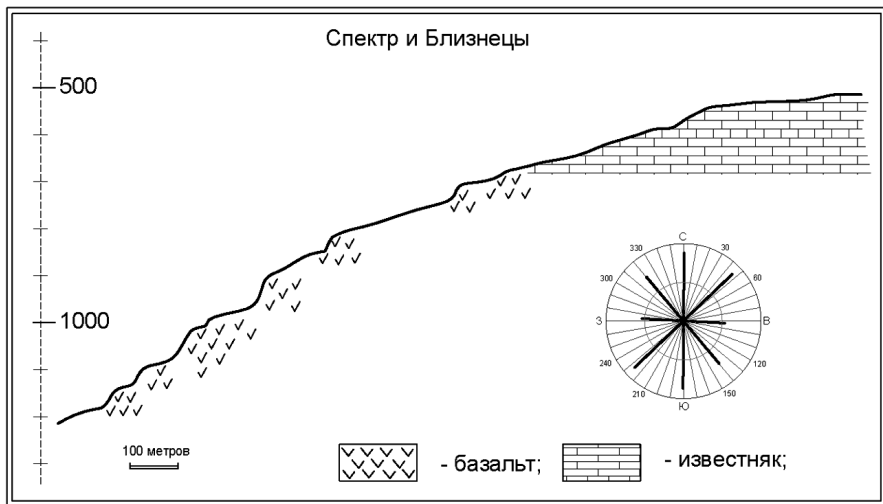


Рис. 18. Шапка горизонтально-слоистых известняков на вершинах гор Спектр, Близнецы в зоне САХ по данным подводных наблюдений, (44° с.ш).
 На диаграмме – ориентировка линейментов на маршруте ПА

Приведенные данные указывают на большой размах и важную роль вертикальных блоковых тектонических движений в формировании структуры земной коры Северо-Западной Атлантики.

Вполне очевидно, что этот вывод справедлив и для всего Атлантического океана в целом [39, 40, 72].

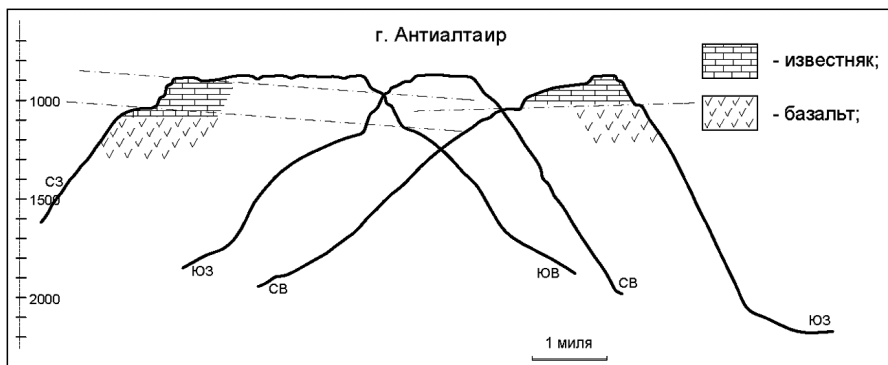


Рис. 19. Профили склонов горы Антиалтаир по данным подводных наблюдений и батиметрической съемки

Террасы подводных гор и тектоника дна Индийского океана

В основу данного раздела легли материалы экспедиций в Индийский океан научно-поисковых судов базы Гидронавт (впоследствии Мариэкопром, Севастополь). В двух из них автор принимал непосредственное участие. Наблюдения с борта обитаемых подводных аппаратов на фоне детальной батиметрической съемки и геологического опробования дна позволило выявить ряд особенностей строения склонов отдельных подводных гор различных районов океана. Работы выполнялись в районе о.Сокотра, горы Эррор, архипелага Чагос, банки Сая-де-Малья, хребтов Экватор и Западно-Индийского. Были изучены батиметрические схемы, карты и промысловые описания подводных гор и поднятий юго-западной части океана, Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов. По литературным данным (DSDP) выполнено сопоставление разрезов осадков на вершинах хребтов и поднятий Индийского океана. Изучены материалы геофизических исследований [5, 32, 51, 54, 55, 62, 67].

При обработке фондовых и литературных данных [18, 26, 65, 76] особое внимание уделялось выявлению повсеместно развитых подводных поверхностей выравнивания – пространственному, гипсометрическому положению плоских вершин подводных гор и поднятий.

Наблюдениями с борта обитаемого подводного аппарата ПА пологонаклонные террасовидные поверхности выявлены на восточном подводном склоне о. Сокотра (Рис. 20) на глубинах 60-80, 260-300, 430-480 м. Ширина террас достигает 500 м. Они покрыты илистым осадком, в крутых участках склона обнажаются плотные слоистые известняки.

Плоская вершина подводной горы Эррор, лежащей в 200 милях к юго-востоку от о. Сокотра, расположена на глубине 350-360 м. Длина вершинной поверхности около 15 миль. Погружение горы было столь стремительно, что от абразии сохранились реликты кольцевого рифа. Симметричные лестницы террас (Рис. 21), установленные батиметрической съемкой на различных склонах довольно большой горы, подчеркивают их абразионное происхождение и многоэтапность опускания структуры.

Террасовидные поверхности были установлены подводными наблюдениями и батиметрической съемкой на западном склоне банки Спикерс, архипелага Чагос (Рис. 20, а). Сама гора представляет собой активно опускающийся гайот. На вершинной поверхности, лежащей сегодня на глубине около 40 м, уже нет полей живых кораллов. Склоны горы до глубин как минимум 1200 м

(зона наблюдения из ПА) сложены коралловыми известняками. В интервале глубин 650-1200 м общая крутизна склона достигает 60-70°. Лишь изредка встречаются (глубина 860 м) узкие террасы с нависающим козырьком в тыловом вертикальном уступе. Ясно видна террасовидная поверхность на глубине 500-600 м. Уступ над ней осложнен нависающим известняковым карнизом. Выше склон опять заметно выполаживается. Эта терраса покрыта слоем карбонатного песка с включениями хорошо окатанной известняковой гальки и крупных (до 2-3 м) округлых валунов и также увенчана вертикальным клифом с нависающим козырьком. Налицо лестница абразионных уступов, подчеркивающая этапность погружения структуры.

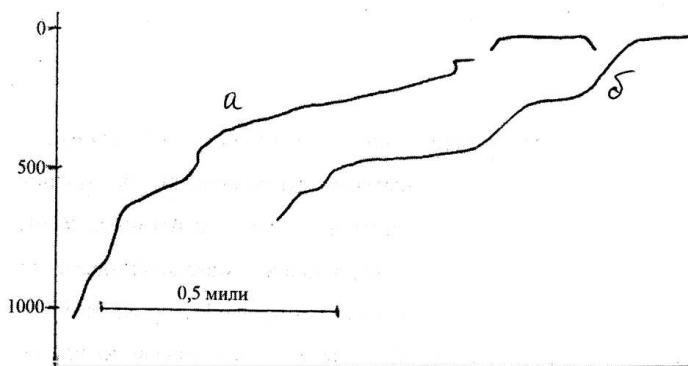


Рис. 20. Подводные террасы по данным подводных наблюдений горы Чагос (а) и о. Сокотра (б)

Весь Чагос-Лаккадивский (Мальдивский) хребет представляет собой линейную субмеридиональную блоковую структуру, основные формы рельефа которой определены положением глобальной тектонолинеamentной сети региона – разломами ортогональной и диагональной ориентировки. Мощность земной коры здесь по геофизическим данным [5] повсеместно превышают 17,5 км, глубина до кровли мантии под Лаккадивским хребтом составляет 25 км, под Мальдивским и Чагос – 27 и 30 км соответственно (по другим данным – в среднем 20 км). Вершинная поверхность хребта повсеместно выровнена, склоны узки в плане и круты. Хребет обладает характерной блоковой морфологией [72, 75], разбит рядом поперечных разломов. Характер залегания осадочной толщи хребта, вскрытой скважинами 219 и 238 DSDP, подчеркивает глыбовую структуру его фундамента. В цоколе залегают излившиеся в мелководных условиях

пузырчатые базальты олигоцена, перекрытые мелководными осадками нижнего олигоцена. На них с несогласием залегают глубоководные верхнеолигоценовые осадки, фиксирующие время погружения структуры. Рифовые известняки в гребневой части хребта имеют мощность 2500 м.

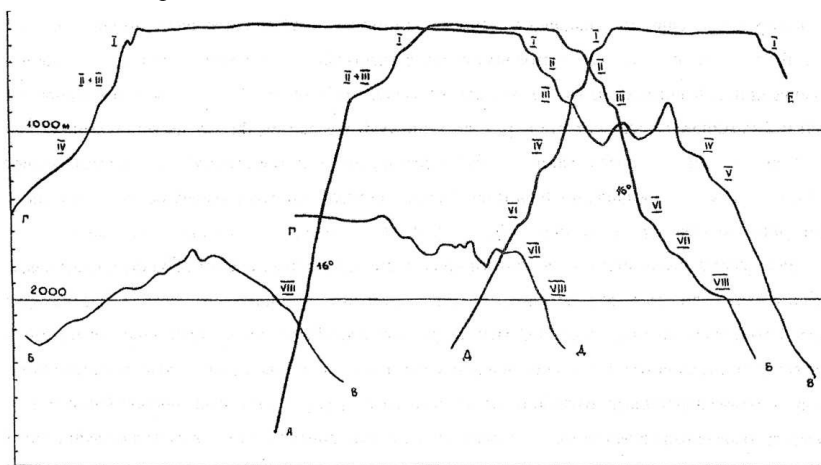


Рис. 21. Террасы подводной горы Эррор

Иной наиболее крупной и ярко выраженной субмеридиональной протяженной линейной структурой севера Индийского океана является Восточно-Индийский хребет, или хребет 90-го градуса [32, 54, 55]. По всей своей длине (4500 км) он имеет общую ширину около 220 км, уплощенной вершинной поверхности – 50-85 км, глубины над гребнем 2-3 км. На всем протяжении его профиль асимметричен: западные склоны лежат на глубине 4-5 км, восточные – почти на километр глубже. При этом вдоль всего подножия восточного склона хребта тянется желоб с глубинами до 5,8 км. Несмотря на то, что это явно единое образование, отмечаются существенные различия в структурном рисунке различных блоков хребта, разделенных разломами и кругостенными грабенами.

Для северной части структуры характерны мощные системы сбросов и грабенов двух основных направлений: СЗ 320-330° и СВ 40-45°. Здесь несомненно серьезные вертикальные подвижки, выделяется несколько возвышенностей, по-видимому, вулканического происхождения.

В средних блоках хребта наиболее выражены субмеридиональные и широтные дислокации – разломы и грабены с террасированными склонами. В южных блоках опять преобладают диагональные структуры.

С юго-востока хребет оконтуривает ассиметричный ступенчатый грабен северо-восточного простирания – явно структура растяжения. Отмечены также некоторые различия в этапности погружения хребта. На севере и юге мелко-водные осадки мела, палеоцена и эоцена с размывом перекрываются глубоко-водными отложениями олигоцена. В центре осадки эоцена уже имеют глубоко-водный характер [32, 54, 55], подчеркивая более раннее погружение этого блока (скв. 214, 216, 253 DSDP).

Уже только на основе приведенных данных можно ясно представить общую геологическую схему хребта и его кайнозойскую историю. Блоковое строение структуры и преобладающая роль вертикальных тектонических движений в формировании основных черт ее рельефа не вызывают сомнений.

Террасы подводных гор хребта Экватор изучены достаточно детально [12, 42]. Здесь выполнено 14 погружений подводного аппарата, системная галсовая батиметрическая съемка, опробование коренных пород драгами. Сам хребет – это горстовое блоковое горное сооружение длиной около 160 миль. Все горы морфоструктуры имеют ясно выраженные лестницы террас (Рис. 22). При этом волноприбойные ниши, нависающие карнизы, хорошо выраженные бенчи и клифы выявлены как в коренных породах – базальтах, так и в известняковых шапках, их покрывающих на отдельных горах. Важно, что в каждом блоке хребта есть горы как с известняковыми шапками, так и без них. Глубины залегания контакта базальт – известняк на разных горах (и даже на одной горе) различны (Рис. 23). Это подчеркивает блоковое строение как структуры в целом, так и отдельных ее гор и тот факт, что базальтовое основание не было сильно разрушено и выровнено абразией до начала интенсивного накопления известняков, явно рифогенных в верхних частях разреза. Базальты района имеют щелочную специализацию, хорошо раскристаллизованы. Пузырчатых лав не обнаружено.

Террасы выявлены до глубин 1400 м. Протяженные субгоризонтальные поверхности видны и на больших глубинах, но считать их абразионными можно лишь по косвенным признакам (симметричность, например). Но и в этом случае можно вполне уверенно предположить, что данный блок земной коры после накопления карбонатных рифогенных шапок испытал ранее поднятие не менее чем на 1400 м, а затем стадийное опускание, зафиксированное в образовании лестниц явно абразионных террас. Интересно, что железомарганцевые корочки на горах хребта максимально развиты в достаточно определенном ин-

тервале глубин, что может быть связано с вполне конкретной общей океанологической обстановкой на момент их образования.

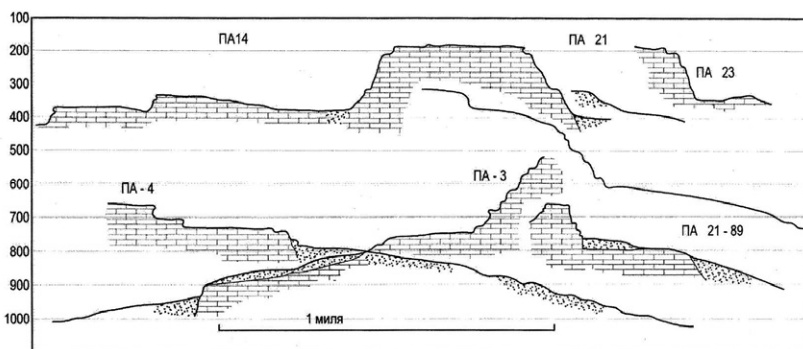


Рис. 22. Террасы подводных гор хребта Экватор (по данным подводных наблюдений)

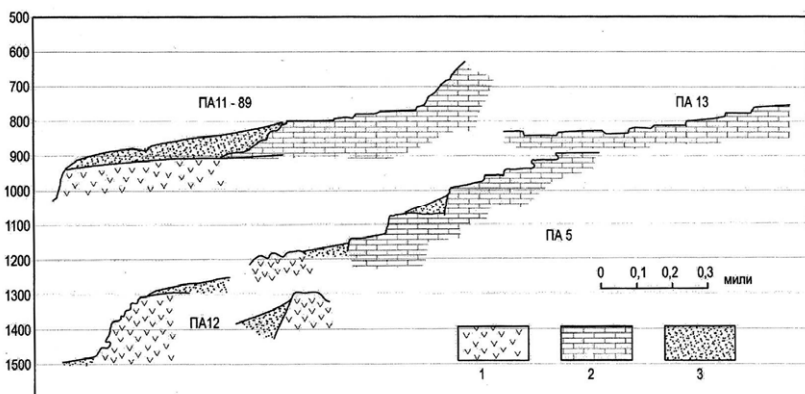


Рис. 23. Разные глубины контакта базальт–известняк в различных блоках горы «Северная» (хребет Экватор) по данным подводных наблюдений.

Важно отметить, что некоторые террасы среднего уровня имеют незначительный уклон, плоская же вершина горы Центральная, лежащая на глубине 200 м, строго горизонтальна. Это подчеркивает различие в тектоническом режиме отдельных этапов образования структуры.

Обсуждая проблему распространения плосковершинных подводных гор, нельзя обойти вниманием крупнейшее поднятие дна Индийского океана – глыбово-вулканический Маскаренский хребет. В его пределах расположены весьма различные, но часто морфологически схожие структуры [78, 79]. Это, прежде

всего обширные коралловые банки Судан, Каргадос-Карахос, Сая-де-Малья и Назарет (Рис. 24). На севере расположена коралловая Сейшельская банка с докембрийским гранитным массивом Сейшельских островов в ее основании. В очертании хребта и его рельефе отчетливо отражается ориентировка глобальной разломной сети, единой для всего Океана.

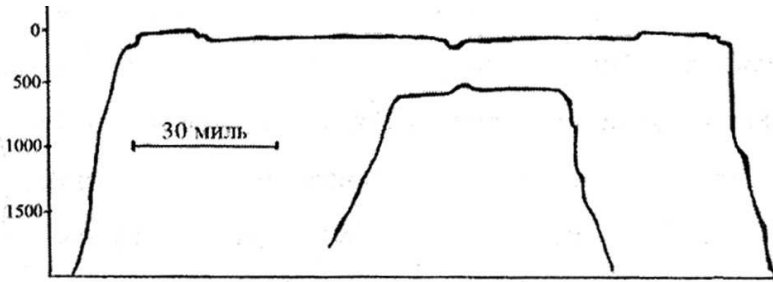


Рис. 24. Профили склонов банок Сая-де-Малья и Назарет
(Маскаренский хребет)

Для обсуждаемой в данной работе темы существенным является наличие на склонах хребта нескольких абразионных террас и нескольких уровней поверхностей выравнивания, на фоне очень крутых склонов собственно коралловых построек. Все это подчеркивает важную роль вертикальных подвижек в процессе формирования структуры. По данным подводных наблюдений кавернозные рифовые известняки прослеживаются на склонах банки Сая-де-Малья до глубин 250 м. Глубже лежат ритмичнослоистые плитчатые известняки, на глубинах свыше 800 м сменяющиеся тонкослоистыми плотными известняками. Существует вполне обоснованное мнение [72, 75], что блоковый Маскаренский хребет, как и другие асейсмичные хребты, является примером горстовых сооружений, оказавшихся останцами оседания на фоне быстрых погружений ложа океана.

Западно-Австралийский хребет (или плато Броккен) является ключевой структурой в рамках решения многих вопросов геологии дна Индийского океана. Это широтно ориентированное плосковершинное весьма протяженное асейсмичное сооружение [18, 73, 88] имеет явные черты фрагмента земной коры континентального типа. Блоковое строение, закономерно ориентированная ортогонально-диагональная разломная сеть, аномально высокая мощность фундамента, зафиксированные в составе осадков масштабные вертикальные тектонические движения и специфические споро-пыльцевые комплексы подтвер-

ждают континентальную природу плато Броккен. Здесь бурением (скважина 255 DSDP) выявлена толща мелководных известняков, хорошо выражены многократные перерывы в кайнозойском осадконакоплении, уверенно диагностируются мелководные (шельфовые) раннепалеогеновые горизонтальнослоистые осадки на явно проработанной морской абразией вершинной поверхности [73]. Плато разбито разломами широтного, северо-западного и северо-восточного простирания [18] согласно тектонолинеamentной сети окружающих его котловин и всей морфоструктуре дна Индийского океана.

Хребет Кергелен многими исследователями считается схожим с плато Броккен. Здесь также широко развиты обширные поверхности выравнивания на фоне аномально высокой для океана мощности земной коры и аналогично ориентированной тектонолинеamentной сети. Остров Кергелен сложен лавовыми потоками щелочных базальтов [88, 91] с включением пластов каменного угля. Палеоген-неогеновая растительность представлена там подокарпусами и араукариями. Базальтовые покровы прорваны позднемиоценовым гранито-сиенитовым плутоном. На острове Херд щелочные базальты покрывают раннеэоценовые пелагические известняки. Новые данные об исключительно большой мощности мезо-кайнозойского чехла и открытие обнажения гранито-метаморфического фундамента дали, наконец, более уверенные представления о континентальной природе, по крайней мере, южного массива плато [75, 92]. Морфология отдельных блоков хребта однозначно иллюстрирует глубокую абразионную проработку его вершины (Рис. 25) и определяющее влияние вертикальных движений на формирование рельефа структуры. Простирающиеся на сотни километров субгоризонтальные плато – характерная черта всего хребта Кергелен.

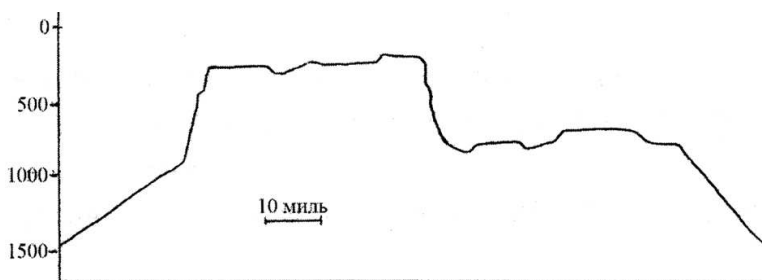


Рис. 25. Профиль склонов банки Банзаре (хребет Кергелен)

В юго-восточном секторе океана расположено еще несколько крупных поднятий, в рельефе которых отчетливо зафиксированы активные вертикаль-

ные тектонические подвижки. Это, прежде всего, возвышенность Конрада с горами Обь и Лена (Рис. 26), плато Дель-Кано и Крозе. Широкие плосковершинные подводные плато зафиксированы в выступах антарктического шельфа (хребет Гунерус, возвышенность Мод (Рис. 27), где абразионные ступени и плато читаются абсолютно достоверно. Несколько обособлено расположено плато Агульяс с корой явно континентального типа [75]. Все эти структуры объединяют, прежде всего, блоковое строение, закономерно ориентированная разломная сеть, обширные абразионные поверхности выравнивания (плато) на их вершинах и заметно повышенная мощность земной коры в их основании.

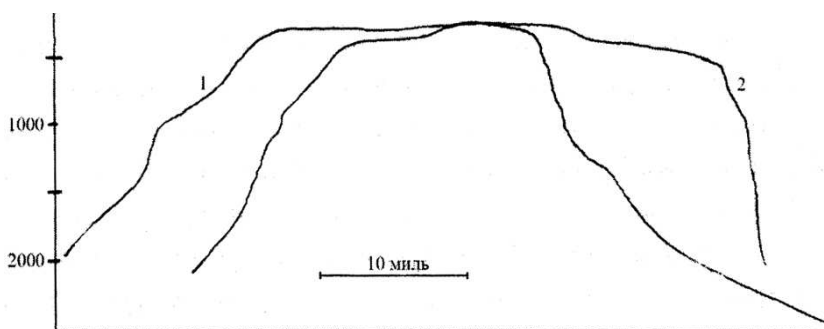


Рис. 26. Профили подводных гор Обь (1) и Лена (2)

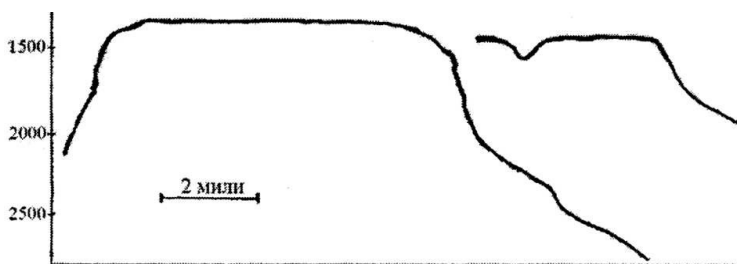


Рис. 27. Плоские вершины плато массива Мод (хребет Гунерус)

То же можно сказать о других структурах региона – Мозамбикском и Мадагаскарском хребтах, где абразионные поверхности как малых глубин (банка Уолтерс, Рис. 28), так и глубоководные хорошо видны на профилях, батиметрических схемах и опубликованных картах. Детально останавливаться на деталях строения этих морфоструктур в данном тексте не имеет смысла, так как даже ярые сторонники ультрамобилистических концепций не отрицают их континентальную природу.

К обзору структур центральной части океана можно лишь добавить, что характерную плоскую вершинную поверхность имеет также блоковый асейсмичный хребет Родригес и еще многие другие положительные формы рельефа дна океана. Морские абразионные террасы на островах хребта Родригес сегодня находятся на высоте около 150 метров над уровнем моря.

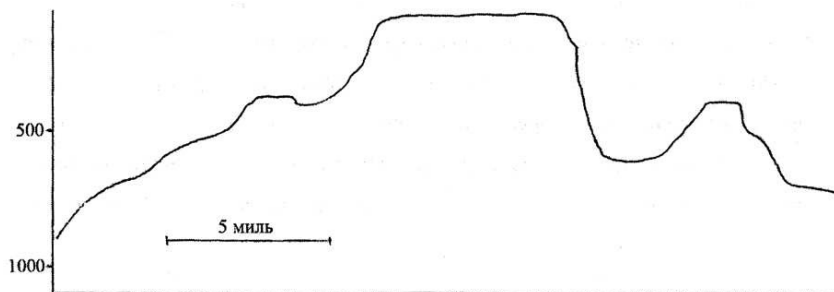


Рис. 28. Поверхности выравнивания банки Уолтерс

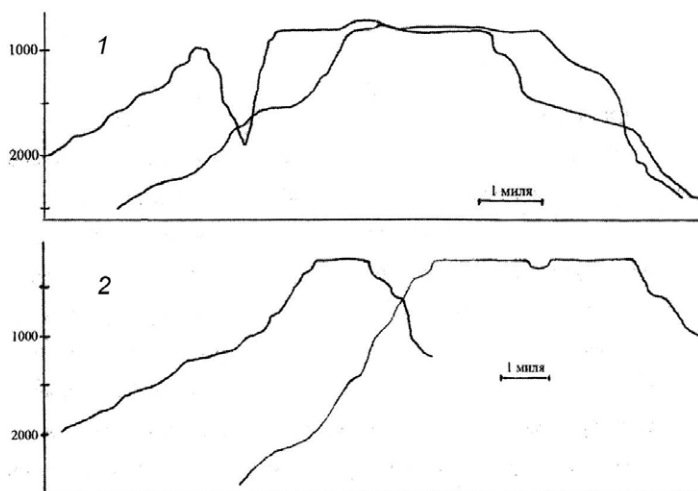


Рис. 29. Плоские вершины подводных гор ЗИХ: Героевка (1) и И-325 (2)

При описании форм подводного рельефа представляется очень важным отметить наличие явно абразионных поверхностей выравнивания на подводных горах не только блоковых (горстовых), но и рифтогенальных хребтов. Хорошо выраженные террасы и уплощенные вершины выявлены батиметрической съемкой и подводными наблюдениями на многих подводных горах Западно-

Индийского хребта (ЗИХ) между разломами Дискавери и Мелвилл (Рис.29). Анализ батиметрических и промысловых схем показывает наличие таких форм на всем протяжении морфоструктуры. Например, гора 325 (32,5° ю.ш.), лежащая на фланге разлома Атлантис, имеет на глубине 700-800 м плоское вершинное плато длиной около 4 миль и плоские террасы на глубинах 1000 и 1400 м. Контуры горы явно заложены по разломам ортогональной ориентировки.

Подводная гора Гололобова в осевой части флангового хребта зоны разломов Дискавери имеет настолько явно выраженную плоскую вершинную поверхность на глубине 300-400 м, что здесь даже выделены участки безопасного донного промыслового траления. В форме горы читаются линеаменты северного, северо-западного и северо-восточного направления.

Наиболее детально изучены горы 150 и 251 (Рис. 30), лежащие на вершинах субмеридиональных фланговых хребтов, облекающих с запада и востока зону разломов Галлиени. Обе горы имеют явно блоковое строение и заложены по ортогональной разломной сети, характерной для всего ЗИХ. Некоторые уступы заложены по разломам северо-восточного направления. Отмечены узкие линейные расщелины и одиночные уступы северо-западного простирания (320°). В зонах разломов, пересекающих гору, местами развиты тектонические брекчии. Террасы на горе 150 обнаружены на глубинах 400, 500, 860, 1000 м; на горе 251 – 300, 500, 860, 1000 м. Верхние террасы ступенчатые, иногда имеют нависающие козырьки в тыловой части и ниши, скорее всего – волноприбойные. По данным драгирования и наблюдений с борта ПА основания гор региона сложены гипербазитами и кристаллическими сланцами и перекрыты маломощной толщей миоценовых [9] рифогенных известняков.

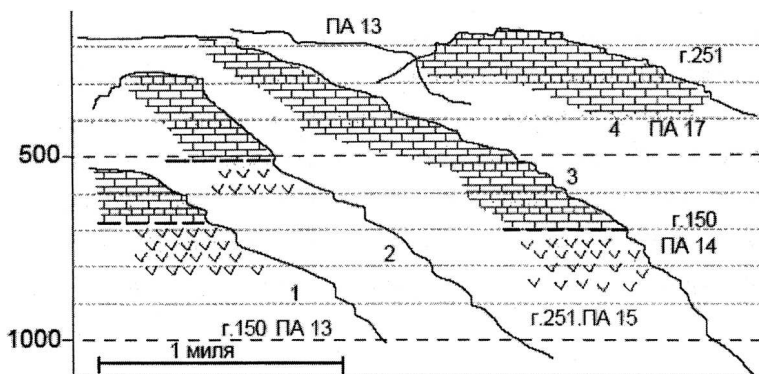


Рис. 30. Профили склонов гор И-150 и И-251 (ЗИХ) по данным подводных наблюдений

В основании толщи известняков лежат базальные конгломераты и брекчии, состоящие из обломков и гальки ультраосновных пород, сцементированных карбонатным материалом. На горе 150 на глубине около 235 м удалось установить границу между гипербазитами и рифогенными известняками. Граница резкая. Контактных изменений не обнаружено. Следует отметить, что эта граница на разных склонах горы и на разных горах лежит на различных глубинах. Это указывает на то, что цоколь сооружения был после абразионного выравнивания разбит системой сбросов и только затем на нем отложилась пачка известняков, тоже, в свою очередь, подвергшаяся абразии и карстованию.

На уплощенной вершинной поверхности горы 150, сложенной известняками, обнаружены карстовые воронки диаметром до 15 м, что подчеркивает наличие субаэрального этапа в истории развития структуры.

Сумма приведенных данных свидетельствует в пользу того, что фактически все наиболее высокие горы ЗИХ – неотъемлемой части системы рифтовых хребтов Мирового океана – имеют блоковое строение, заложены по разломам диагональной и ортогональной ориентировки. Шапки рифогенных известняков, плоские вершины и террасированные склоны указывают на важную роль вертикальных тектонических движений в формировании морфоструктуры ЗИХ.

Изложенные в разделе материалы позволяют сделать некоторые тектонические заключения. Уникальность Индийского океана состоит в том, что именно здесь находится «...одна из наиболее ярких групп микроконтинентов» [76] и асейсмичных блоковых хребтов. Это плато Агульяс, Кергелен, Брокен, возвышенности Конрада, Дель-Кано, Крозе, хребет Гунерус в южной части океана, микроконтиненты Мадагаскара и Маскаренско-Сейшельского блока в западной. На севере Сомалийской котловины лежит континентальный блок о.Сокотра, глыбовый хребет Чейн и еще три параллельных ему блоковых хребта. В южной части котловины выделяется горстовый хребет Экватор. В северо-восточной части океана располагаются субмеридиональные асейсмичные блоковые хребты Инвестигейтор, Девяностого градуса и Чагос-Лаккадивский (Мальдивский). Все перечисленные структуры выявляют аномальную для океана повышенную мощность земной коры, характеризуются проявлениями щелочного и кислого вулканизма и имеют обширные плоские субгоризонтальные поверхности либо несут на себе плосковершинные подводные горы, инкрустированные лестницами абразионных террас. Они часто обрамлены глубоко-водными желобами, разбиты ступенчатыми закономерно ориентированными

грабенами и разломами. Последние обычно секут не только коренные породы, но и осадочный чехол.

Важно отметить, что котловины, располагающиеся между перечисленными выше хребтами, весьма точно наследуют ориентировку линейных сетей последних. Например, грядовый рельеф дна котловин по разные стороны Восточно-Индийского хребта (и хребта Кокос) имеет точно такое же северо-восточное простирание, как и одна из важнейших систем разломов и грабенов самой структуры. То же в большой мере можно сказать и о Мальдивском хребте. Но здесь ситуация еще более интересна: трансформные разломы Центрально-Индийского рифтового хребта косо пересекают Мальдивский хребет и прослеживаются в теле Маскаренского, несмотря на аномально большую мощность коры под ними.

Общая картина выглядит так, что разломная сеть северо-восточной ориентировки одинаково легко и без видимых различий косо сечет как рифтогенные хребты, так и асейсмичные блоковые сооружения, подчиняясь заложению общего структурного плана всей северной части и центра океана. Она хорошо прослеживается в грядовом рельефе дна котловин Центральной и Бартон, находит продолжение за Филиппинской (Зондской) дугой в ориентировке хребтов морей Сулу и Сулавеси.

Тектоническая природа котловин Индийского океана не вызывает сомнений. Закономерная ориентировка гряд, уступов ступеней, грабенов и горстов, цепи вулканов, «сидящих» на диагональных разломах (гора А.Никитина, хребет Ланка в Центральной котловине, горы впадины Агульяс [4]) подтверждают это мнение.

Мощность осадков в большинстве котловин открытого океана незначительна. Их разрез, как в котловинах, так и на вершинах блоковых хребтов начинают мелководные фации, по возрасту редко превышающие низы верхнего мела. В наиболее древней – Сомалийской котловине мелководные меловые осадки лежат на слоистой 4-5 километровой толще домелового возраста – возможно аналога серии Кару. В котловинах Кокос, Уортон и Северо-Австралийской углубление началось уже в позднем мелу, в Маскаренской и Мадагаскарской – в миоцене и олигоцене, в Центральной – в палеоцене. Блоковые хребты, микроконтиненты, довольно жесткая кора и резкие угловатые контуры котловин, обширные краевые плато создают жесткий каркас морфоструктуры дна Индийского океана, связанный единой для океана и окружающих континентов стабильной в пространстве и времени тектонолинейной сетью [41, 42, 43].

Предположить существенные перемещения и развороты отдельных блоков затруднительно.

Крайне интересная позиция рифтогенальных (рифтогенных) хребтов океана. Западно-Индийский хребет (ЗИХ) от точки тройного сочленения до зоны разломов Принц Эдуард являет собой, по сути, несколько гипертрофированный трансформный разлом Срединно-Индийского хребта того же северо-восточного простирания, что и иные трансформные разломы структуры. Он прослеживается далее на северо-восток после пересечения с главным рифтовым хребтом океана уже в виде не хребта, а линеаментной зоны. Следовательно, спрединг в нем не просто медленный – он практически отсутствует. Да и представить себе спрединг из точки тройного сочленения геометрически очень не просто, особенно если принять к сведению, что таких точек в Индийском океане несколько, как и в Атлантическом (юг срединного хребта). Пересекающие ЗИХ крупные субмеридиональные разломные зоны Мелвилл, Атлантик, Галлиени, Индомед, Принц Эдуард – это не обычные трансформные разломы. Это фактически самостоятельные крупные рифтогенальные системы растяжения, облеченные блоковыми хребтами, прослеживаемые на тысячи километров на юг и на север, вплоть до границ Сомалийской котловины. Далее к юго-востоку, параллельно ЗИХ размещены еще несколько трансформных конструкций. С наибольшей из них – разломом Амстердам связано протяженное поднятие СВ простирания, соединяющее своеобразным мостом плато Кергелен и плато Броккен. Интересно, что далее к югу срединный рифтогенный Австрало-Антарктический хребет принимает субширотное простирание, закладываясь по иной, ортогональной ветви глобальной системы разломов дна океана. Центрально-Индийский хребет (ЦИХ) несколько раз резко меняет свое простирание, явно приспособившись к положению ослабленных зон в крепком каркасе плотно состыкованных жестких литосферных плит. Его положение очевидно предопределено общей тектонической обстановкой региона. Более того, трансформные разломы ЦИХ косо секут его ось, фактически являясь частью закономерно построенной разломной сети региона.

Подводя итог короткому обзору ориентировки и морфологии некоторых линейных форм рельефа, кажется необходимым особое внимание обратить на следующие факты:

1. Практически все структуры дна Океана ориентированы закономерно – либо меридионально и широтно, либо диагонально.

2. Тектонолинеаментная сеть океана в целом, как и собственно глыбово-горстовых, рифтовых хребтов и впадин, их разделяющих, едина и заложена задолго до начала формирования самой океанической впадины на основе общепланетарных, глобальных процессов. Все дно океана представляет собой мозаику блоков, заложенную на пересечении ортогональной и диагональной разломной сети. Предположить какие-либо существенные взаимные латеральные подвижки или вращения отдельных блоков крайне сложно, так как в этом случае нарушится строгая ориентировка протяженных тектонолинеаментов и пространственно выдержанная соподчиненность трещиноватости отдельных блоков. Никаких доказанных следов субдукции в изучаемых океанах не выявлено.

3. Рифтогенные хребты явно не играют ведущей роли в формировании морфоструктуры дна океана в целом. Они с трудом размещаются в тектонически ослабленных зонах жесткого каркаса асейсмичных структур и океанических котловин там, где их образование геодинамически необходимо, выбирая направление согласно ориентировке глобальной тектонолинеаментной сети и проявляя характерные черты наложенных структур.

4. Вертикальные движения отдельных участков земной коры, в отличие от явных значительных горизонтальных перемещений фиксируются в океане повсеместно, находя свое отражение в образовании морских абразионных террас и поверхностей выравнивания.

Их происхождение чаще всего вызывает дискуссии из-за недостатка информации в каждом конкретном случае. Когда же на склоне подводной горы исследователь с борта ПА видит протяженные волноприбойные ниши, нормальный клиф и ясно выраженный бенч – нет никаких оснований сомневаться в абразионном происхождении террасы. Есть множество косвенных признаков морской абразии: присутствие галечников, гранулометрический и вещественный состав осадков, морфоскульптура коренных пород, площадь террас и плоских вершин, общая геоморфологическая обстановка, включая симметричное положение террас на разных склонах горы. Комплексная оценка ситуации, как правило, исключает ошибку. Иной вопрос – что послужило причиной образования террасы или плоской вершины подводной горы: изменение уровня моря, опускание дна или, в отдельных случаях, подводные излияния сверхтекучих магм. Дискуссия о происхождении гайотов, равно как изучение колебания уровня океана [17, 28], не являются темой данной работы. Задача состоит в привлечении внимания специалистов к широкому развитию в Мировом океане заведомо абразионных поверхностей выравнивания, иллюстрирующих важную

роль вертикальных тектонических движений в формировании современного подводного рельефа.

Глобальные колебания уровня моря объясняют, прежде всего, саму возможность образования лестниц надводных и подводных морских террас. На подводных горах террасы вырезаны, как правило, в теле рифогенных известняков, образующихся в условиях медленного опускания морского дна. Затем должно следовать заметное общее воздымание территории выше уровня моря, и лишь после этого в процессе стадийных отрицательных тектонических движений образуются абразионные террасы, и горы погружаются на современную глубину.

Геоморфологический анализ позволяет на основании сопоставления положения подводных поверхностей выравнивания выполнять некоторые тектонические реконструкции [33, 34], но обычно это сделать крайне тяжело из-за явной нехватки достоверного материала. Это задача отдельного исследования. Однако сегодня есть уже все основания утверждать, что во всех районах океана вертикальные тектонические движения достоверно доказаны для океанских котловин, глыбовых и рифтовых хребтов, особо проявлены на стыке блоков, равно как и в пределах контуров одной морфоструктуры и даже отдельных гор и поднятий.

Здесь также необходимо отметить несколько очень важных фактов:

1. Дно котловин по разную сторону протяженных линейных блоковых хребтов (Восточно-Индийский, Мальдивский, Инвестигейтор, Маскаренский и др.) лежит, как правило, на разных глубинах.

2. Вдоль хребтов обычно отмечаются желоба.

3. Рифты и трансформные разломы, играющие в отдельных районах роль рифтовых структур (ЗИХ, например), размещены в океане разнонаправленно, подчеркивая разные направления предполагаемого спрединга.

4. Цепочки подводных вулканов размещаются в пределах котловин и вершинных поверхностей блоковых хребтов вдоль разломных зон.

5. В пределах блоковых хребтов и в их основаниях развиты разнонаправленные асимметричные ступенчатые грабены.

6. Абразионные поверхности многих хребтов и отдельных гор имеют некоторый наклон. Иногда он отмечен только у террас какого-то одного (среднего) уровня.

7. Наиболее древние котловины размещены по периферии океана.

Изложенное подчеркивает существование постоянного режима растяжения в земной коре, активного, по крайней мере, с верхнего мела и важнейшую, иногда определяющую роль вертикальных тектонических движений в формировании структуры дна Индийского океана в целом и отдельных его частей.

Упорядоченная, стабильная в пространстве и времени разломная сеть является канвой, по которой развивалась геологическая история региона. Она, очевидно, заложена на ранних этапах становления земной коры, благодаря напряжениям планетарного масштаба [41, 81, 82]. Плюмовые процессы являются скорее всего наиболее вероятным стартовым механизмом образования океанической впадины. Весьма плодотворным и современным видится применение идеи горячих поясов для решения основных вопросов геологии океанов [66].

Морфолитогенез на подводных горах и поднятиях Мирового океана

Описывая и изучая поверхности выравнивания подводных гор Мирового океана нельзя не остановиться на процессах непосредственно связанных с террасообразованием и планомерным опусканием морского дна и , в первую очередь на широко распространенном явлении морфолитогенеза.

Современный рельеф дна океана сформирован в результате сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов – тектонических движений, вулканизма, осадконакопления, эрозии, абразии и др.

Учитывая гораздо лучшую возможность консервации рельефа в подводных условиях по сравнению с сушей, рельеф дна океанов позволяет достаточно полно исследовать этапность развития каждой отдельной структуры и выполнить надёжные палеотектонические реконструкции.

Морфогенез (геоморфогенез), в классическом понимании этого термина, это совокупность процессов, в результате сложного взаимодействия которых происходит образование и эволюция форм рельефа земной поверхности, в том числе – и дна океанов. Его неотъемлемой составной частью является морфолитогенез. Под этим понятием большинство современных исследователей понимают сложный процесс одновременного образования экзогенных форм рельефа и рыхлых отложений. В последнее время появилось большое количество публикаций, в которых исследованы процессы морфолитогенеза на суше. При этом выделялись селевой, ледниковый, озёрный и другие типы морфолитогенеза. А.Н. Рудой [68] даже наполнил новым содержанием устаревший термин «делювий» и выделил особый, делювиальный тип морфолитогенеза.

Следует подчеркнуть, что термин «морфолитогенез» закономерно возник на стыке геоморфологии и учения о литогенезе, разработанного И. Вальтером, Н.Б. Вассоевичем, Н.М. Страховым и другими исследователями. Попытка увязать в единое целое современные представления о процессах литогенеза и морфогенеза закономерно привела к появлению новой области знаний, лежащей на границе геологических и географических наук – учения о морфолитогенезе [69].

Недостаточный учёт классических схем стадий литогенеза (седиментогенез – диагенез – катагенез – метагенез) привёл многих геоморфологов к логическим и методологическим ошибкам – термин «морфолитогенез» фактически подменялся понятием «морфоседиментогенез». Учитывая это, автор при рассмотрении процессов морфолитогенеза на подводных горах сужает и конкретизирует область применения этого понятия. Рассмотрению подлежат формы

рельефа, образованные в результате формирования литифицированных осадочных образований, т.е. уже прошедших процесс литификации на различных стадиях преобразования осадков (иногда сингенетический). Именно они доминируют на подводных горах и возвышенностях дна Мирового океана.

Таким образом, чётко разграничиваются понятия «морфолитогенез» и «морфоседиментогенез». Это вполне соответствует представлениям исследователей, внёсших основополагающий вклад в изучение процессов морфолитогенеза морей и океанов [25, 34-38].

В настоящее время наиболее полно исследованы процессы морфолитогенеза в пределах шельфовой зоны. Детальные научные разработки в этой области принадлежат Е.Н. Невесскому, А.С. Ионину, Ю.В. Павлидису. В частности, Ионин А.С. и др. [25] под термином «морфолитогенез» понимали совокупность взаимодействующих и взаимосвязанных природных процессов формирования рельефа и осадков в условиях динамичной среды и высокой энергии самих экзогенных процессов, изменяющихся под влиянием различных зональных и азональных факторов.

Как было показано выше, морфолитогенез лишь отчасти сопоставим с термином «литогенез», так как кроме стадий мобилизации, переноса, осаждения и первичного диагенеза осадочного вещества в приёмных бассейнах сноса включает взаимодействующие с осадконакоплением процессы субаэрального и субаквального формирования рельефа, определяющие облик шельфа.

По мнению А.С. Ионина, применение термина «морфолитогенез», а не «морфоседиментогенез», не случайно. На шельфе часто не только накапливаются рыхлые толщи, но и формируются осадочные, подвергшиеся седиментации, преимущественно карбонатные породы, слагающие отдельные участки ровных аккумулятивных поверхностей или положительные формы рельефа, в том числе – коралловые рифы. На формирование осадочных толщ наиболее существенно влияют структурно-тектонические, климатические, экзогенные, гидродинамические, биогенные, хемогенные, эоловые, палеогеографические и многие факторы.

Следует отметить, что в открытом океане, на подводных хребтах и поднятиях, процессы морфолитогенеза проявлены практически повсеместно, играя важную роль в формировании рельефа подводных гор и его последующей эволюции [10, 50].

Неоднородная тектоника дна океана является одной из главных причин многообразия условий седиментации [38]. Кроме того на климатическую, ши-

ротную и циркумконтинентальную зональности осадконакопления накладываются многочисленные азональные факторы, такие как локальные дивергенции и апвеллинги, гидротермально-эксгальвативные процессы, придонные течения, гравитационные смещения осадочных масс. Именно сложным сочетанием зональных и азональных факторов седиментации обусловлено многообразие гранулометрических классов и вещественно-генетических типов донных осадков, пространственная изменчивость скоростей осадконакопления и мощностей донных отложений. Эта же группа факторов объясняет многочисленные несогласия в толще океанических осадков, перерывы в осадконакоплении [80].

Осадочные процессы являются одним из ведущих факторов преобразования рельефа дна океана. Их роль далеко не однозначна: наряду с нивелировкой, сглаживанием первичного вулканогенного и тектоногенного рельефа, они могут способствовать также формированию аккумулятивных геологических тел, иногда довольно значительных по размерам, сопоставимых с крупными морфоструктурами дна океанов. В качестве примера крупного аккумулятивного тела можно привести хребет Гардар (Северная Атлантика). Рост коралловых рифов также играет заметную рельефообразующую роль, иногда существенно видоизменяя первичный рельеф континентальных окраин, подводных гор и вулканических островов и целых хребтов. Так, крупнейшим хребтом, образованным в результате роста коралловых построек, является Большой барьерный риф у западного побережья Австралии.

На современном уровне знаний о рельефе Земли вряд ли возможно строгое разграничение «эндогенных» и «экзогенных» факторов рельефообразования. Эти факторы существуют в теснейшей взаимосвязи, дополняя друг друга, а их сложные причинно-следственные отношения определяют исключительное разнообразие лика нашей планеты. Рельеф Земли – результат неустойчивого равновесия многофакторной системы, а преувеличение или преуменьшение значения какого-либо из факторов неизбежно приводит к методологической и логической ошибке. Памятуя об этом, прежде чем приступить к анализу особенностей морфолитогенеза на подводных горах, необходимо остановиться на структурно-геологической позиции подводных гор и поднятий.

По мнению ряда исследователей [16], подводная гора – это отдельное поднятие, возвышающееся не менее чем 700 м над дном. Подводные горы на дне океана распределены крайне неравномерно. Большинство из них группируется в линейные цепочки, маркируя положение крупных разломов [41].

По структурной позиции подводные горы дна океана нами подразделяются на горы срединно-океанических хребтов, горы вулканических хребтов и групп вулканов, горы глыбово-вулканических хребтов и горы краевых дислокаций континентальных окраин. На последних анализ особенностей морфолитогенеза, в силу сложности процессов, происходящих на границе океан–континент, требует отдельной разработки и в настоящей работе не рассматривается.

Горы срединно-океанических хребтов представляют собой в основном вулканы трещинного типа, образовавшиеся в условиях регионального растяжения. Это, как правило, крутосклонные вулканические гряды, вытянутые по простиранию хребта. Длина их значительно превышает ширину. Несколько реже на срединно-океанических хребтах встречаются глыбовые горы, приуроченные, как правило, к зонам поперечных («трансформных») разломов. Эти горы либо изометричны в плане, либо их длинные оси ориентированы несогласно простиранию СОХ. Формирование глыбовых гор срединно-океанических хребтов обусловлено клавишно-блоковой перестройкой структур и (или) процессами мантийного диапиризма [44, 46, 47]. Заметно реже на срединно-океанических хребтах встречаются вулканические постройки центрального типа. Они наиболее широко распространены в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия. При этом наиболее крупные вулканы центрального типа приурочены к зонам пересечения крупных глубинных разломов, т.е. к тектоническим узлам.

Горы асейсмичных глыбовых и глыбово-вулканических хребтов, как правило, представлены крупными, часто сильно раздробленными по закономерно ориентированной разломной сети разноподнятыми блоками земной коры (горстовые горы). Здесь же широко развиты крупные вулканы центрального и трещинного типа, положение и форму которых контролируют главные рельефообразующие тектонические нарушения, согласно которым заложены морфоструктуры.

Горы вулканических хребтов и группы вулканов – типичные эруптивные образования центрального типа. Вулканические цепочки, как правило, состоят из изолированных или частично сросшихся вулканов со слабо выраженным или вообще не проявленным общим цоколем. Распределение вулканов контролируется глубинными разломами, причём наиболее крупные из подводных гор лежат на пересечении крупных тектонических нарушений.

Таким образом, практически все подводные горы открытого океана закономерно приурочены к аномальным участкам дна, сопряженными с крупными коровыми тектоническими нарушениями и глубинными разломами. Интенсив-

ные разнонаправленные тектонические движения, вулканические и поствулканические проявления во многом определяли условия седиментации на подводных горах, и, как следствие, особенности морфолитогенеза.

Особенности осадконакопления в океанах существенным образом зависят от циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональности [38]. Однако, если говорить о седиментогенезе на подводных горах, необходимо подчеркнуть, что вертикальная и циркумконтинентальная зональность здесь проявляется крайне слабо и не оказывает значимого воздействия на морфолитогенез. Вершины подводных гор расположены, как правило, выше уровня карбонатной компенсации (лизоклина), а классическая схема изменения гранулометрического состава с глубиной здесь не работает. На подводных горах, в условиях воздействия сильных придонных течений, на значительных глубинах (2000 м и более) часто формируются биогенные крупнозернистые осадки, в то время как в мелководных лагунах и палеолагунах современных и древних атоллов могут накапливаться тонкодисперсные илы.

Циркумконтинентальная зональность на подводных горах также практически не влияет на процессы морфолитогенеза. Подавляющее большинство подводных гор расположено в открытом океане, где господствует биогенное, в основном карбонатное, осадконакопление, а терригенное разбавление практически сведено к нулю, иногда слабо проявляясь в виде незначительной примеси золотого материала.

Климатическая зональность, напротив, является одним из ведущих факторов, определяющих особенности морфолитогенеза на подводных горах. Наиболее мощные осадочные тела сформированы на горах тропической области Мирового океана. Здесь доминирует коралловый морфолитогенез. Мощность шапок рифогенных коралловых известняков, надстраивающих подводные горы, может превышать полтора километра (например, атолл Эниветок, Тихий океан).

В субтропических и умеренных широтах коралловые постройки сменяются мшанковыми и водорослевыми. Последние также представляют собой литифицированные рифогенные образования, однако скорость их роста, и, следовательно, мощность существенно уступают характеристикам коралловым.

И, наконец, полярные и субполярные широты характеризуются отсутствием рифогенной седиментации. Здесь, как правило, преобладают пелагические осадки со значительной примесью ледово-айсбергового материала. Однако и они, по данным наблюдений из ПА, местами формируют достаточно мощные

пачки горизонтально слоистых плотных известняков на плоских вершинах и террасах подводных гор северных широт.

Коралловый морфолитогенез сегодня активен в тропических широтах. Исследованиями последних лет установлено, что большинство гайотов тропических частей Тихого, Индийского и Атлантического океанов представляют собой древние коралловые постройки со срезанными абразией вершинами. Мощность «шапок» рифогенных известняков, как было отмечено выше, может быть очень значительна.

Для формирования мощной коралловой постройки необходим ряд условий, прежде всего:

- вода должна быть прозрачна и хорошо прогрета;
- основание коралловой постройки должно погружаться, при этом скорость этого погружения не должна быть слишком высокой, позволяя вновь нарастающему коралловому рифу компенсировать опускание;

Как было показано ещё Ч. Дарвиным, морфология атоллов может служить надёжным палеотектоническим индикатором, чутко реагирующим на тектонические движения дна океана. При этом, [33, 34, 35] атоллы как бы образуют единые морфогенетические ряды, отражая тем самым тенденцию их оснований к погружению или поднятию.

Первый ряд – это острова, развивающиеся при погружении земной коры. В этот ряд входят вулканические острова с окаймляющим рифом, вулканические острова с барьерным рифом, атоллы с вулканическим ядром, нормальные атоллы (типа атолла Фунафути в группе о-вов Эллис). Под последними понимаются такие атоллы, основание которых испытывает нормальное, не препятствующее росту кораллов, погружение (порядка 1300 м в течение кайнозоя). Далее следуют существенно погружающиеся атоллы – морфологически они отличаются от нормальных почти полным отсутствием островных элементов (типа атолла Суворова). Ряд завершается погружёнными атоллами, представляющими собой банки с глубиной 20 и более метров, которые уже являются реликтовыми образованиями (например, банка Робби).

Другой генетический ряд образуют океанические острова, развивающиеся при поднятии земной коры. Этот ряд начинается с нормального или слабо поднимающегося атолла (типа атолла Бутаритари в группе островов Гилберта), характеризующего широким развитием островов по периферии и явным признаком обмеления лагуны. Далее следуют поднимающиеся атоллы (типа атолла Гарднер в группе Феникс), которые отличаются распространением островного

барьера практически на всю периферию атолла и наличием мелководных лагун, практически утративших связь с океаном. Следующий тип – это существенно поднимающиеся атоллы. Высота их обычно более 1,5-5 м, т.е. величины, нормальной для большинства атолловых островов. Лагуна отсутствует, вместо неё сохранилось лишь реликтовое озеро, занимающее обычно центр острова (например, о. Сидни в группе Феникс). Завершает ряд поднятый атолл, сохранивший черты бывшего атолла лишь в «ископаемом» состоянии [33, 34, 35]. Его высота может превышать 60 м.

Морфологическую классификацию, разработанную О.К. Леонтьевым и др., вполне можно применить и к древним коралловым постройкам. Как уже подчёркивалось нами, большинство подводных гор тропических широт надстроены мощными шапками рифогенных известняков. В настоящее время процесс роста коралловых рифов на этих горах прекратился. Однако, пользуясь принципом актуализма, можно воссоздать этапы становления древних коралловых построек и, как следствие, установить основные закономерности формирования рельефа подводных гор и определить роль осадочного процесса в рельефообразовании.

В качестве типичных примеров древних коралловых построек можно рассматривать подводные горы хребтов Наска и Северо-Западного (Императорского).

Коралловый морфолитогенез хорошо проявлен на подводных горах хребта Наска. Хребет Наска является одним из крупнейших глыбово-вулканических сооружений юго-восточной части Тихого океана. В районе 85° он примыкает к зоне широтного разлома о. Пасхи и простирается в северо-восточном направлении до Перуано-Чилийского желоба, разделяя его седловиной глубиной 4910 м. Положение хребта Наска между Андским кайнозойским орогеническим поясом и тектонически активной зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия обусловило его сложное дифференцированное развитие, что нашло отражение в морфологии хребта в целом и рельефе подводных гор. Хребет неоднороден в структурном отношении и чётко подразделяется на 3 обособленных блока [8, 20, 22].

Северный блок морфологически близок к сводовому поднятию. Он характеризуется пологохолмистым рельефом с крутизной склонов до 10° , которые осложнены сбросовыми уступами северо-восточного и северо-западного простираний. Относительно центральной части хребта блок опущен примерно на 600 м. Наивысшей точкой хребта является г. Начальная. Она имеет вытянутую в плане форму – её протяжённость по изобате 1000 м с юго-запада на северо-

восток составляет 9 миль, а с северо-запада на юго-восток – всего 1,7 мили. Склоны подводной горы крутые - 30° и более. Морфологической границей вершины является изобата 950 м, выше которой крутизна склона существенно уменьшается. В целом выпуклый профиль вершины горы осложнён субгоризонтальными террасами и островершинными холмами. Наиболее протяжённая терраса расположена на глубинах 930-950 м. Над относительно выровненной вершинной поверхностью возвышаются отдельные холмы до глубин 799, 850 и 735 м. При драгировании с глубины 950 м были подняты типичные рифогенные известняки с обильной фауной кораллов, двустворок и гастропод. Полученные данные позволяют считать гору Начальная древней коралловой постройкой, форма вершины которой была значительно изменена в результате абразионных процессов. Протяжённые террасы, очевидно, являются реликтовыми поверхностями абразионного выравнивания, в островершинные холмы – абразионными останцами. Относительно незначительная продолжительность субаэрального этапа привела к тому, что выравнивание вершины произошло не полностью и гора Начальная не превратилась в гайот.

Центральный блок хребта Наска характеризуется сильно расчленённым глыбовым рельефом. Поперечный профиль хребта здесь резко асимметричен. Юго-восточный склон представляет собой уступ, крутизна которого превышает 30°. Северо-западный склон пологий и разбит на ряд ступеней, ориентированных по простиранию хребта. Подводные горы центрального блока имеют в основном горстовую природу. Их общее основание (цоколь) расположено на глубинах 2000-2500 м, вершины подводных гор лежат на глубинах 310-330 м. Склоны гор осложнены многочисленными террасами, уступами и побочными вершинами.

Крупнейшие из подводных гор центрального блока (Звезда, Эклиптика, Профессора Месяцева) являются типичными гайотами, образовавшимися в результате абразионной переработки и последующего погружения миоценовых коралловых построек [8, 20, 22, 77]. По данным визуальных наблюдений с борта подводного аппарата «Север-2» и драгировок, мощность рифогенных известняков на этих подводных горах превышает 1000 м. Гора Звезда прошла в своём развитии стадию нормального атолла, и её вулканическое ядро оказалось полностью перекрыто толщей карбонатных отложений в процессе роста коралловой постройки. Горы Профессора Месяцева и Эклиптика были абрадированы на стадии атолла с вулканическим ядром, отдельные фрагменты которого возвышаются над реликтовой абразионной поверхностью выравнива-

ния в виде островершинных холмов. В процессе роста коралловых построек неоднократно происходило оживление вулканической деятельности, на что указывают прослои вулканических и вторично изменённых пород в телах рифовых построек. Неустойчивые к механическому и химическому выветриванию известняки являются благоприятным субстратом для развития по ним разнообразных эрозионных, карстовых и гравитационных форм рельефа. Особенно интенсивному изменению рельеф подводных гор подвергся в период субаэрального этапа развития, очевидно, на рубеже миоцена и плиоцена. Тогда, вероятно, в результате планетарной эвстатической регрессии, вершины подводных гор оказались выше уреза воды и подверглись интенсивной абразии, эрозии и химическому выветриванию. В настоящее время на склонах гор Звезда и Профессора Месяцева сохранились древние береговые линии с классическими бенчами, клифами и волноприбойными нишами. Вероятно, тогда же были сформированы комплексы эрозионных ложбин и карстовые воронки в известняках.

Все гайоты центрального блока хребта Наска имеют выдержанный уровень вершинного плато, что указывает на стабильное положение оснований подводных гор в период формирования абразионных поверхностей выравнивания.

Южный блок хребта Наска сильно раздроблен вследствие влияния субширотных дислокаций зоны разлома о. Пасхи. Блок представляет собой серию разобщённых глыбово-вулканических и вулканических поднятий. Подводные горы с относительно ровными склонами крутизной 15-20° не имеют общего основания. Форма подводных гор близка к усечённому конусу. Они разделены депрессиями глубиной до 3900-4000 м. Относительная высота подводных гор достигает 3800 м.

Наиболее высокие из подводных гор южного блока являются типичными гайотами. Как и гайоты центрального блока, они образовались в результате абразии древних коралловых построек. Все гайоты южного блока прошли в своём развитии стадию нормальных атоллов, а их вершины были переработаны абразионно-эрозионными процессами в период субаэрального этапа развития.

Однако, в отличие от центрального блока, горы здесь имеют выпуклый профиль вершины, осложнённый многоярусной лестницей древних абразионных террас и клифов. Вероятно, формирование вершин гайотов южного блока происходило в несколько этапов, на фоне скачкообразного погружения оснований. Последнее может быть связано со своеобразием тектонических режимов отдельных блоков хребта Наска.

При типизации древних коралловых построек нами была принята морфогенетическая классификация коралловых построек, предложенная О.К. Леонтьевым и др. [33, 34, 35]. Согласно основным положениям этой классификации, гайоты Профессора Месяцева и Эклиптика пережили абразионную переработку на стадии атолла с вулканическим ядром, о чём свидетельствуют незначительные, по сравнению с общей площадью вершины гайота, размеры вулканических останцов. На доабразионной стадии эти подводные горы были близки к островам архипелага Фиджи (Вуамбалаву, Онсата и др.) и Каролинских (о-в Трук). Все остальные подводные горы хребта Наска были абрадированы на стадии нормальных атоллов. Субаэральный этап развития, в течение которого подводные горы подверглись абразии, эрозии и химическому выветриванию, привёл к тому, что большинство из них лишилось основных морфологических черт атоллов – лагуны и кольцевого рифа (реликты кольцевого рифа сохранились лишь в юго-восточной части вершины г. Профессора Месяцева).

В настоящее время гайоты хребта Наска сохранили в своём рельефе все признаки поднятых атоллов и по своим геоморфологическим особенностям близки к о-вам Науру и Ниуэ. Эти острова сложены коралловыми известняками, но практически не сохранили морфологических черт атоллов из-за многократной перестройки рельефа.

Таким образом, современный рельеф хребта Наска – результат сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов: тектонических движений, вулканизма, кораллового морфолитогенеза, абразии, эрозии и др. Однако, есть все основания полагать, что ведущим фактором гайотообразования здесь являлся коралловый морфолитогенез. Нестойкость рифогенных известняков к абразии и химическому выветриванию привела к относительно быстрой нивелировке и формированию абразионных поверхностей выравнивания – плоских вершин гайотов.

Коралловый морфолитогенез отчетливо проявлен также на подводных горах Северо-Западного (Императорского) хребта. Данные по этому району (как и по хребту Наска) приводятся в работе в качестве одного из лучших примеров проявления рассматриваемого процесса. Императорский хребет представляет собой цепь изолированных и полуизолированных вулканических подводных гор, ориентированную в северо-западном направлении [63, 64]. На севере он смыкается с поднятием Обручева, расположенным на стыке Алеутского и Курильского желобов. На юге Императорский хребет в районе Милуокской группы подводных гор сочленяется с Гавайским хребтом. Императорский хре-

бет является северо-западным звеном поднятий, разделяющих Тихий океан на восточную и западную части (поднятие Дарвина). На шести горах Императорского хребта автором выполнены серии батиметрических съемок и подводных наблюдений. Опробованы коренные породы и осадки района (Рис. 31).

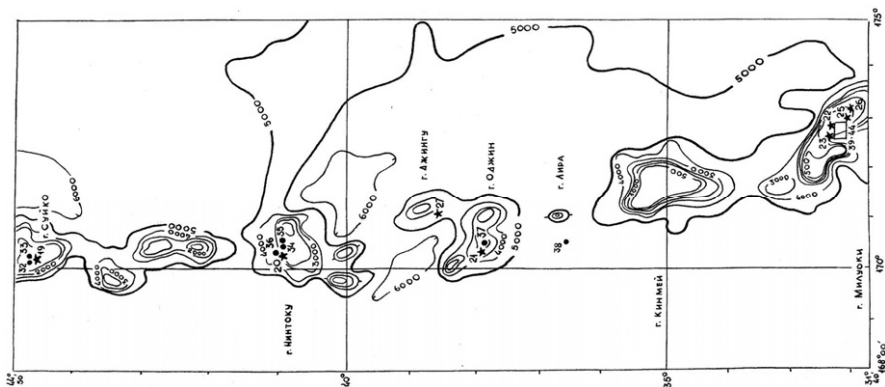


Рис. 31. Подводные горы Императорского хребта (звездочки – погружения ПА, точки – драгировки)

Практически все подводные горы хребта являются гайотами. Однако происхождение их различно.

Подводные горы северной части хребта представляют собой крупные щитовые вулканы, вершинные плато которых лежат на глубинах около 1000 метров (Рис. 32, профили I, II, VII, VIII). Мощность карбонатных отложений на их вершинах и склонах незначительна. На плоских вершинах подводных гор Суйко, Нинтоку, Джингу и Оджин обнажаются щелочные базальты, иногда сильно изменённые (вплоть до формирования латеритовых кор выветривания). На склонах этих подводных гор встречены обнажения мшанковых рифогенных образований, однако они маломощны и существенного рельефообразующего значения не имеют.

Совершенно иное строение имеют по наблюдениям диссертанта гайоты, лежащие южнее г. Лира (Милуокский узел подводных гор). Здесь расположены горы Коко, Кинмэй и Милуоки (Рис. 33). Они имеют двухъярусное строение. На базальтовом основании, в интервале глубин 1000-300 м, залегают мощные «шапки» рифогенных известняков. Наиболее полные данные имеются по горе Милуоки. Конфигурация горы в плане напоминает гантель или восьмёрку, длинная ось которой вытянута в северо-западном направлении. Подводная гора

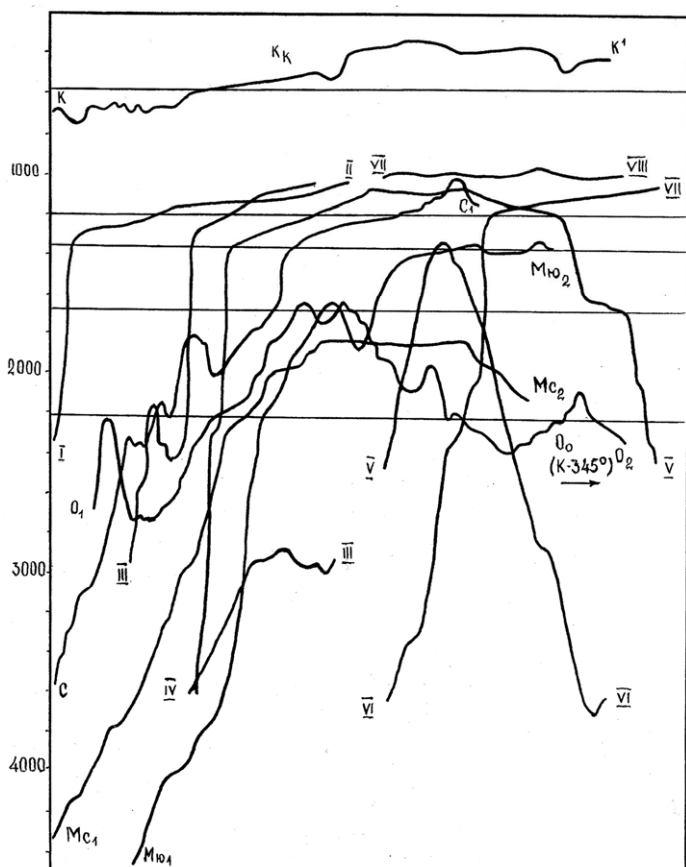


Рис. 32. Профили склонов подводных гор Императорского хребта:
I, II, III, VII, VIII – профили северных гор региона

увенчана двумя плоскими вершинами, лежащими на глубинах 600-470 (северо-западная) и 500-300 м (юго-восточная), которые разделены седловиной глубиной 470 м (Рис. 34). Граница рифогенных известняков с базальтами расположена на 860 м в юго-восточной части горы и на 1000 м – в северо-западной, что хорошо проявляется на профилях рельефа гор. Различие максимальных глубин распространения известняков близко к различию глубин северо-западной и юго-восточной вершины и составляет около 140 м. Очевидно, что юго-западная часть горы относительно приподнята.

Базальтовое основание г. Милуоки сильно расчленено эрозионными V-образными ложбинами. Контакты известняков и базальтов чётко проявлены в

рельефе. Известняки образуют отвесный, местами нависающий уступ высотой около 30 м. У основания уступа лежит субгоризонтальная терраса.

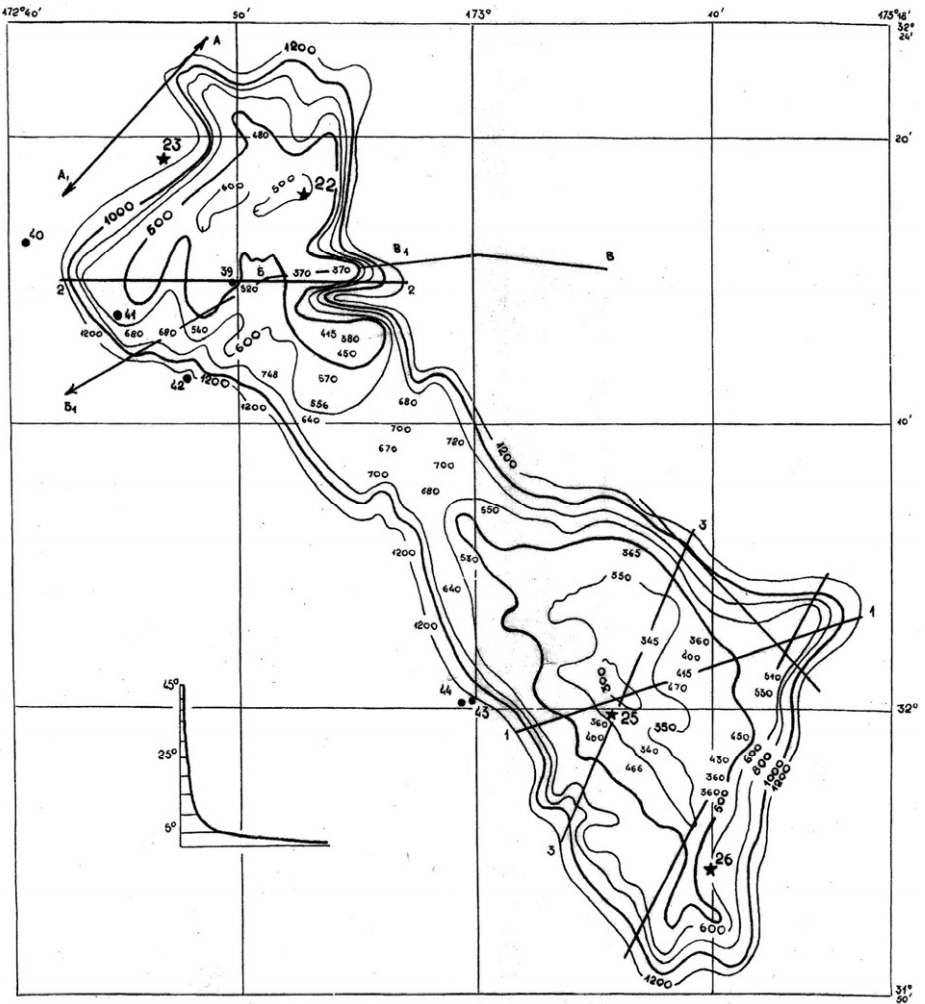


Рис. 33. Батиметрическая карта горы Милуоки (звездочки – погружения ПА, точки – драгировки, линии – характерные профили – см. Рис. 34)

Основная особенность рельефа склона, сложенного рифогенными известняками, заключается в чередовании крутых уступов и разделяющих их выровненных слабонаклонных террас. Эрозионные формы, типичные для базальтового цоколя, в известняках не проявлены.

Юго-восточная вершина г. Милуоки имеет слабовыпуклый профиль и полностью лишена основных морфологических черт атоллов – лагуны и кольцевого рифа, вероятно, в результате существенной субазральной перестройки рельефа. В этом отношении она напоминает подводные горы южного блока хребта Наска. Северо-западная вершина сохранила в рельефе некоторые особенности атолла – в её центральной части расположены две депрессии. Это реликты древней лагуны. Вероятно, время абразионной переработки северо-западной вершины было менее длительным, чем юго-восточной, из-за более проявленной тенденции к погружению.

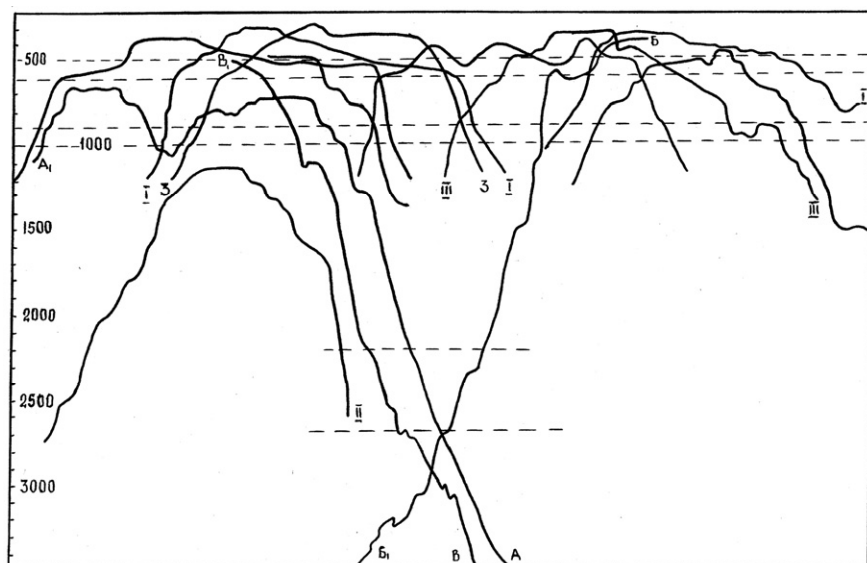


Рис. 34. Профили подводной горы Милуоки

Анализ фактического материала позволяет считать гору Милуоки двувершинным гайотом, образовавшимся в результате абразии древней коралловой постройки. По всей вероятности, гора подверглась абразионной перестройке рельефа на стадии нормального атолла, хотя находки базальтовой гальки на её вершине допускают и возможность наличия незначительного по размерам фрагмента вулканического ядра.

В Тихом океане практически все горы архипелагов Микронезии и Полинезии, поднятие Маркус-Неккер, Гавайский хребет и многие другие положительные структуры надстроены мощными шапками коралловых известняков.

Анализ мощности рифогенных образований, их морфология свидетельствует о решающим преобладании опусканий над поднятиями.

Коралловый морфолиитогенез на подводных горах Индийского океана имеет важное рельефообразующее значение. Классическим примером в этом отношении являются подводные горы Маскаренского хребта, прежде всего – банки Назарет и Сайя-де-Малья. Вслед за В.В. Фёдоровым [78, 79] мы отмечаем, что эти банки являются крупнейшими в Мировом океане погружёнными атоллами. Рельеф их вершин сформирован в результате кораллового морфолиитогенеза, а первичный рельеф атоллов изменён в результате заполнения лагун пелагическими осадками. Наблюдения автора подтверждают, что банка Сая-де-Малья выходит из зоны интенсивного кораллообразования вследствие новейшего погружения структуры. Детальное изучение морфологии верхних частей склонов и вершин банок даёт основание полагать [78], что они были сформированы на едином основании в условиях опускания хребта в конце плиоцена. Учитывая, что возраст базальтов, на которых стоят банка Назарет и Сайя-де-Малья, палеоценовый и эоценовый [72], начало опускания Маскаренского хребта можно предположительно отнести к олигоцену-миоцену.

Мальдивский хребет, один из крупнейших асейсмичных хребтов Индийского океана, увенчан многочисленными коралловыми постройками, мощность которых составляет 1500-2500 м. [72, 75] Крупнейшей из них является атолл Сувальдива. Все коралловые постройки были сформированы в условиях значительного погружения основания хребта, начало которого Г.Б. Удинцев относит к среднему эоцену – олигоцену.

Мощные коралловые постройки венчают вершины подводных гор многих других асейсмичных хребтов (хребет Экватор и др.). Вершина и верхняя часть склонов горы Эррор, по данным подводных наблюдений, сложена мощной толщей (несколько сотен метров) рифогенных известняков [42, 43]. Особо важен факт частых находок шапок коралловых известняков (от нижнемеловых до современных) на разных глубинах в разных уголках океана.

Карбонатные рифогенные образования, являющиеся чутким индикаторов вертикальных тектонических движений, описаны автором не только на других асейсмичных горных сооружениях, но и на срединно-океанических хребтах. Так, по данным драгирования и наблюдений с борта ПА основания гор Западно-Индийского хребта сложены гипербазитами и кристаллическими сланцами и перекрыты маломощной толщей миоценовых рифогенных известняков. В основании толщ известняков лежат базальные конгломераты и брекчии, состоящие

из обломков и гальки ультраосновных пород, сцементированных карбонатным материалом. На горе Героевка на глубине около 235 м удалось установить границу между гипербазитами и рифогенными известняками. Граница резкая, контактовые изменения не проявлены. В зонах тектонических нарушений, рассекающих гору, обнаружены тектонические брекчии [21, 44]

Современный коралловый морфолитогенез в Атлантическом океане проявлен в меньшей степени, чем в Тихом и Индийском океанах. В основном он локализован в районе Карибского моря. Однако данные бурения, драгирования и наблюдений с борта обитаемых подводных аппаратов показывают, что шапки более древних коралловых известняков (мел–плейстоцен) встречаются в умеренных широтах Атлантики весьма широко. Так, например, протрузии ультраосновных пород в районе разломов Вима, Сан-Паулу и Романш несут на себе покровы миоцен-плиоценовых рифовых известняков [72].

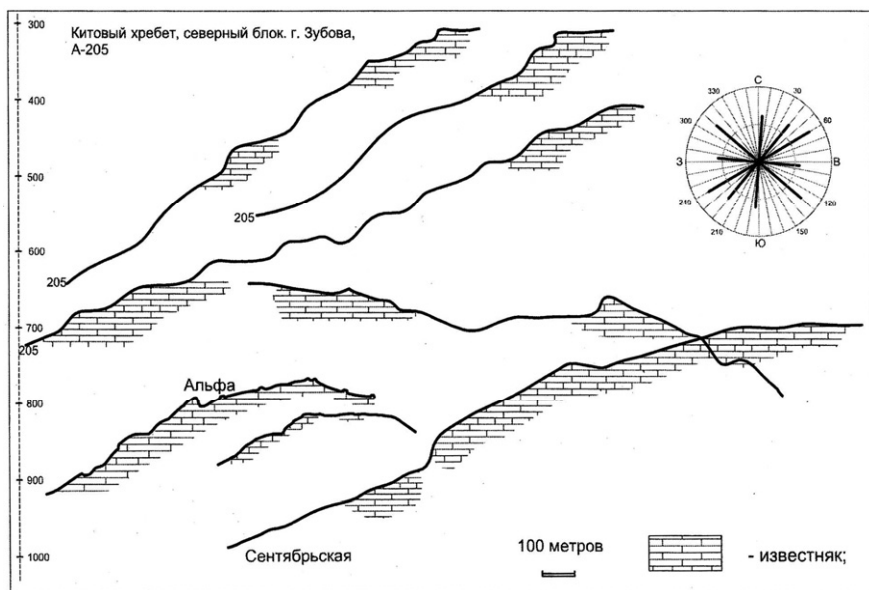


Рис. 35. Известняковая шапка гор Альфа и Зубова по данным подводных наблюдений (на диаграмме – линеаменты на маршруте ПА)

Анализ данных погружений ПА на подводных горах хребтов Сьерра-Леоне, Китовый и Вавилова, других асейсмичных горных сооружений Атлантического океана показал, что абсолютное большинство из них надстроено рифогенными известняками. Типичные примеры – горы Альфа и Зубова (Рис. 35), Бета и

Вальдивия (Рис. 36) Китового хребта. Мощность известняков достаточно велика, и, как правило, превышает 500, а часто 1200 м. Некоторые подводные горы хребта Вавилова (Гвинейского поднятия) и Китового даже сохранили в своём рельефе морфологические черты атоллов – лагуну и кольцевой риф (например, гора А-302 – см. Рис. 10). Практически все горы хребтов несут мощные шапки горизонтально слоистых известняков (Рис. 37).

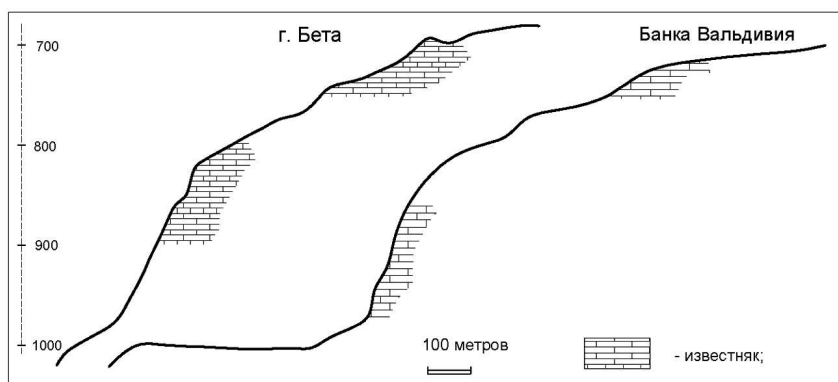


Рис. 36. Известняки на вершинах подводных гор Бета и Вальдивия по данным подводных наблюдений

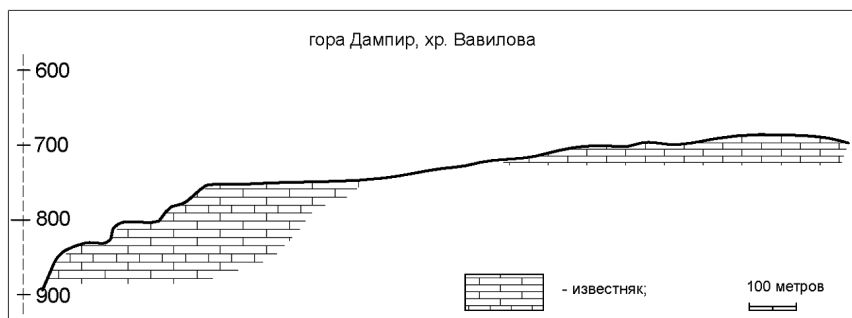


Рис. 37. Мощная толща горизонтально-слоистых известняков на вершине горы Дампир (хребет Вавилова) по данным подводных наблюдений

Результаты обработки большого объема собранных данных иллюстрируют примеры горных сооружений, рельеф которых претерпел существенные изменения в результате кораллового морфолитогенеза. Аналогичные данные имеются и по многим другим районам тропической зоны Мирового океана. Рельфообразующее значение коралловых рифов необходимо учитывать при

детальных геоморфологических и палеогеографических исследованиях. Без этого невозможно правильно понять этапность и направленность формирования рельефа подводных гор.

Коралловый морфолитогенез имеет весьма существенное значение при превращении подводной горы в гайот. На ранних стадиях развития коралловой постройки (вулканический остров с окаймляющим рифом, остров с барьерным рифом) кольцевой коралловый риф служит волнорезом, предохраняющим вулканическое ядро от абразионного воздействия. На поздних стадиях (атолл с вулканическим ядром, нормальный атолл) коралловая постройка, наоборот, является благоприятным базисом для формирования абразионных поверхностей выравнивания. При этом достаточно относительно непродолжительного этапа, чтобы нивелировать основные формы рельефа атолла (лагуна и кольцевой риф). Погружение известнякового острова с выровненной вершиной (кстати, типичное для большинства положительных структур океана) приводит к образованию типичного гайота, сформированного в результате кораллового морфолитогенеза и абразии.

Сопоставление данных по различным районам Мирового океана позволяет выделить миоценовую эпоху как одну из ключевых в аспекте практически повсеместного распространения коралловых рифов на подводных горах тропических широт и их роста в результате скомпенсированного погружения хребтов и поднятий.

Морфолитогенез на подводных горах субтропических и умеренных широт также проявлен достаточно хорошо. Вследствие низкой температуры воды коралловый морфолитогенез здесь теряет своё рельефообразующее значение. Тем не менее, мощность литифицированных карбонатных отложений на подводных горах всё ещё весьма значительна. В составе известняковых толщ доминируют мшанковые и водорослевые рифогенные фации, а также литифицированные планктонные, планктонно-бентосные и бентосные осадки.

В наиболее «чистом» виде мшанковые рифы присутствуют на подводных горах северной части Императорского хребта (Суйко, Нинтоку, Джингу, Оджин). Древние окаймляющие рифы мшанкового происхождения формируют обширные террасы на склонах гайотов. Однако они значительно уступают коралловым постройкам по скорости роста, и, естественно, имеют гораздо меньшее рельефообразующее значение.

На подводных горах Азорского региона, по всей вероятности, имеет место переслаивание мшанковых и водорослевых известняков с планктогенными

осадками. Известняковые толщи здесь включают прослой конгломератов, сложенных хорошо окатанной базальтовой галькой, сцементированной карбонатным цементом. Наиболее мощные «шапки» известняков залегают на подводных горах Южно-Азорского поднятия (горы Платона), а также на поднятиях, обрамляющих трог Кинга (444-А, Антиалтаир – Рис. 38). Они были обнаружены наблюдениями из ПА на горах Северо-Атлантического хребта – Спектр, Ближенцы (см. Рис. 18). Большинство этих гор является гайотами, причём степень выровненности вершины, как правило, зависит от глубины и размеров гайота. Так, крупнейшие горы региона – Грейт-Метеор и Эрвинг имеют хорошо выровненные вершины, лежащие на глубинах 300-240 м. Вершины остальных, более мелких подводных гор выровнены слабее и лежат на больших глубинах. Некоторые подводные горы (Крузер, 444-А) являются гайотами лишь частично, в связи с сильной тектонической раздробленностью известняковых толщ.

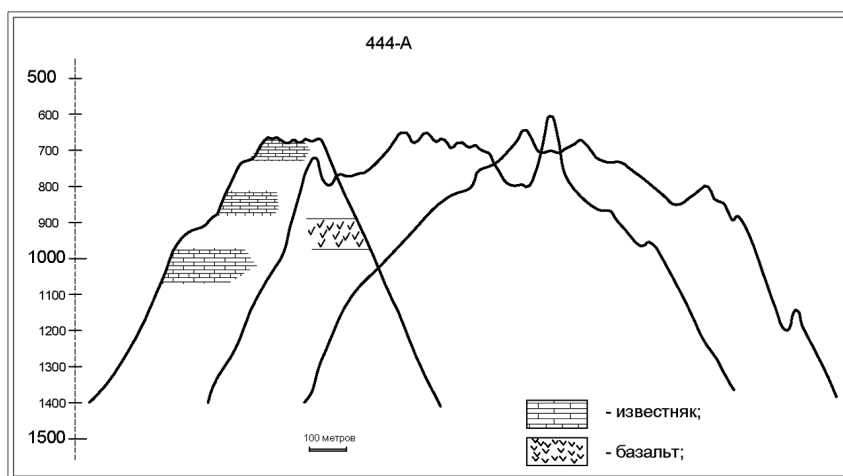


Рис. 38. Горизонтально-слоистые известняки на склонах подводной горы 444-А по данным подводных наблюдений (западный фланг САХ, 44° с.ш.)

Однако, несмотря на полигенетическое происхождение, известняковые толщи подводных гор субтропических и умеренных широт по своему влиянию на рельеф подобны типичным коралловым известнякам. Здесь можно проследить те же стадии формирования рифогенных построек – окаймляющий риф, барьерный риф, атолл с вулканическим ядром и нормальный атолл. Так же, как и на коралловых рифах, зрелая стадия формирования рифогенных построек

здесь благоприятствует превращению подводной горы в гайот. К тому же, по своим физико-механическим характеристикам карбонатные толщи умеренных широт весьма сходны с типичными рифогенными известняками. В них вырабатываются те же формы рельефа – абразионные уступы, террасы, эрозионные ложбины, карстовые воронки и др.

В качестве типичных примеров влияния рифогенных образований на рельеф можно рассмотреть подводные горы Ампер и Жозефин [24]. Склоны г. Ампер сложены разнообразными базальтоидами, на которых залегают литифицированные осадочные образования – известняки и конгломераты. Однако мощность этих отложений незначительна, они не образуют сплошного покрова, часто выклиниваются по простиранию. В связи с этим выходы известняков и конгломератов плохо коррелируются даже на двух смежных разрезах, не говоря уже о разрезах противоположных склонов.

Вершину г. Ампер обрамляет окаймляющий мшанково-водорослевый риф. Он образует обширную террасу, лежащую на глубинах 160-100 м. Над выровненной поверхностью террасы возвышаются фрагменты вулканического ядра, имеющие резко расчленённый, контрастный рельеф. Характерны как гряды и стенки (результаты трещинного излияния лав), так и отдельные выступы коренных пород, представляющие собой, вероятно, интрузивные тела типа штоков или эрозионные останцы.

Иная морфология вершины характерна для горы Жозефин, мощность карбонатных отложений на которой значительно больше. Это уже типичный гайот с крутыми склонами и плоской, слегка выпуклой вершиной, наклонённой на север-северо-восток. Минимальная отметка глубин – 175 м – расположена в южной части вершины.

По данным подводных исследований, вершина горы сложена в основном известняками. Лишь в районе осложняющего её небольшого скального гребня обнажаются тёмно-коричневые бугристые, сильно трещиноватые базальты. На известняковом плато обнаружены карстовые формы рельефа. В пределах вершины и склонов г. Жозефин широко проявлены реликтовые поверхности абразионного выравнивания. Террасы слабо наклонены в север-северо-восточном направлении, в соответствии с общим уклоном вершинной поверхности, причём наиболее чётко проявлена террасированность верхних частей склонов и вершины в диапазоне глубин 400-200 м.

Таким образом, гора Жозефин является гайотом, образовавшимся в результате абразии слагающих верхнюю часть горы литифицированных карбо-

натных отложений. Морфологическое отличие вершин гор Ампер и Жозефин определяется прежде всего большей мощностью известняков на последней. Гора Ампер прошла в своём развитии стадию вулканического острова с окаймляющим рифом, а гора Жозефин – более зрелую стадию, вероятно, атолла с вулканическим ядром.

Детальное обследование подводных гор Углового поднятия [23] также позволило выявить решающую роль морфолитогенеза в формировании современного рельефа подводных гор. Так, на подводной горе Рокковой (Перспективная), маршрутной съёмкой с борта подводного аппарата установлено, что клоны и вершина подводной горы в диапазоне 1200-700 м сложены рифогенными известняками (Рис. 39). На вершине горы обнажаются карбонатные песчаники (лагунные фации рифовой постройки?), а на периферических участках – кавернозные известняки кольцевого рифа. Первичный, образованный в результате морфолитогенеза, рельеф подводной горы претерпел значительные изменения в результате последующего тектонического дробления – клавишных дифференцированных движений [23].

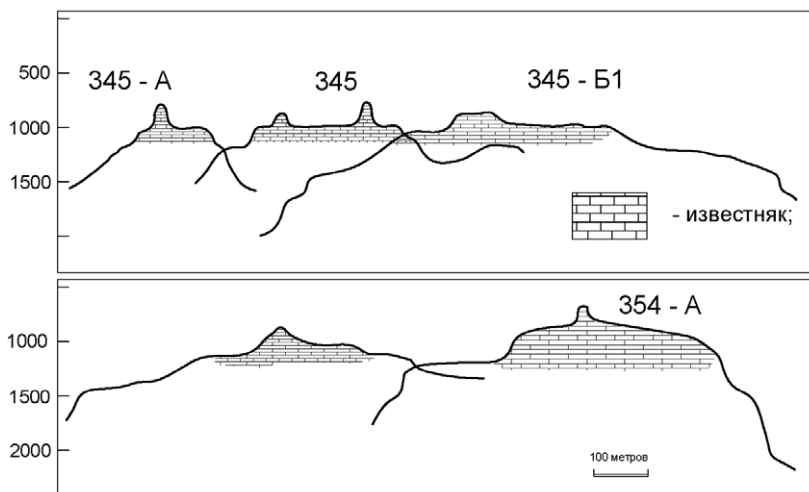


Рис. 39. Известняки на вершинах подводных гор Углового поднятия

Другие подводные горы также характеризуются высокой мощностью рифогенных известняков в верхней части разреза. Так, на подводных горах Резервная рифогенные образования залегают в диапазоне глубин 1100-980 м, Безнадёжная – 1500-980 м, Июльская – около 1000 м,

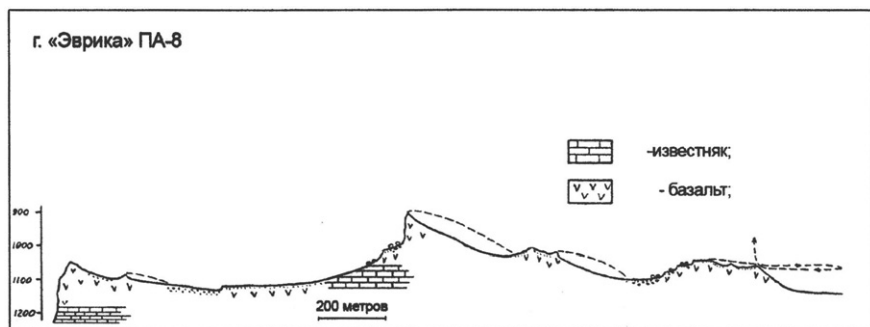


Рис. 40. Горизонтально-слоистые известняки на склонах подводной горы Эврика (САХ) по данным подводных наблюдений

Наиболее высокие из подводных гор Углового поднятия прошли в своём развитии стадию нормальных атоллов. В результате субаэрального этапа развития коралловые постройки лишились основных морфологических черт атоллов – лагуны и кольцевого рифа.

Данные погружений и геологических работ на подводных горах Новой Англии также свидетельствуют о широком развитии здесь рифогенных образований и их решающем влиянии на морфологию верхних частей склонов и вершин подводных гор. Образование и возраст структуры дискуссионные [84, 85]. Плоские вершины подводных гор (Рис. 41) этой цепи увенчанные шапками мелководных известняков лежат в настоящее время на различных, иногда значительных глубинах (см. таблицу, с. 36). Это указывает на закономерное опускание всей горной цепи на фоне дифференцированных вертикальных блоковых движений.

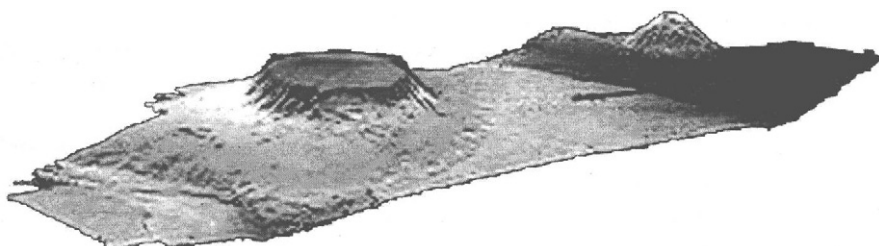


Рис. 41. Гайот Беар, горы Новой Англии

Морфолитогенез на подводных горах субполярных и полярных широт отличается резкая деградация рифогенных комплексов [29] и существенное увели-

чение в составе осадков ледово-айсбергового материала [3, 6, 7, 13]. По нашим данным, плейстоценовая палеогеографическая граница ледово-айсбергового разноса находится в районе г. Антиалтаир (40° с.ш.), севернее которой на вершинах подводных гор в изобилии встречаются развалы валунно-галечного материала ледникового происхождения.

Отсутствие рифогенных образований, вероятно, является одной из причин отсутствия мощных «шапок» карбонатных пород на подводных горах полярных и субполярных широт. Карбонатные отложения, по данным подводных исследований, имеют незначительную видимую мощность (до 5 м), хотя это может быть связано с молодостью подводных гор, на которых проводились наши исследования. На древних структурах, особенно на крупных гайотах, мощность карбонатных отложений может быть более значительной. Тем не менее, практически все осадочные образования, которые были обнаружены нами на подводных горах полярных и субполярных широт, литифицированы. Количество рыхлых осадков крайне незначительно, вероятно, по причине сильных придонных течений и значительной крутизны склонов подводных гор.

Показательным примером особенностей морфолитогенеза на подводных горах полярных и субполярных широт могут служить данные о влиянии осадочных образований на рельеф хребта Рейкьянес. В экспедициях геологических отрядов Института геологических наук Национальной Академии наук Украины детальные геоморфологические исследования велись на горах Хекате, Надежда, Пингвин, Горбатая, Эврика, Лабиринт, Золотой хребет (см. Рис. 14–19) и многих других. В генетическом аспекте в основном это вулканы трещинного типа либо блоковые горы, возникшие в обстановке регионального растяжения при формировании хребта Рейкьянес. На вершинах и склонах подводных гор в изобилии встречены развалы псефитов ледово-айсбергового происхождения и обнажения осадочных пород – известняков и конгломератов. Оказалось, что псефитовый материал на склонах подводных гор распределён крайне неравномерно, образуя высокие гряды, вытянутые параллельно изобатам. Развалы гальки, валунов и глыб разделены довольно протяжёнными участками склонов, на которых обломочный материал вообще отсутствует. Иногда псефиты сцементированы карбонатным материалом, образуя характерные конгломератовидные породы. Следует отметить хорошую выдержанность валунно-глыбовых гряд по простиранию и удовлетворительную корреляцию их уровней на различных подводных горах. При этом наиболее крупные скопления псефитов, как правило, приурочены к глубинам 1200 и 1000 м. По нашему

мнению, развалы валунно-галечного материала маркируют древние береговые линии – в волноприбойной зоне происходило активное вытаивание эрратического материала из льда, прибитого к берегу. Активная волноприбойная деятельность способствовала перераспределению материала по гранулометрическим классам, что проявилось в уменьшении размеров псефитов от глыб и валунов до мелкой гальки и гравия по мере удаления от осевой части гребней. Есть все основания полагать, что грубообломочный материал имеет возраст не древнее раннего плейстоцена и что его максимальный привнос происходил во время четвертичных оледенений.

Классические осадочные комплексы подводных гор полярных и субполярных широт проявлены на г. Горбатая (53,2° с.ш.). На её западном склоне маршрутной съёмкой в диапазоне глубин 1200-820 м была обнаружена система гребней и террас, ориентированная в субширотном направлении, в соответствии с простираем изобат. Гребни имеют высоту от 1 до 40 м, ширину от 7 до 100 м и среднюю крутизну склонов 20°. Их поверхность покрыта валунно-галечными развалами. Местами крутизна склонов гряд увеличивается до 50-90°, где, как правило, обнажаются рыжевато-серые базальты с глыбово-шаровидной отдельностью либо конгломераты. Выходы конгломератов имеют форму уступов с нависающими козырьками в верхней части и нишами в основании, или же отдельно расположенных останцов (кекуров?) размером 4 x 4 x 3 м. Протяжённость гребней различна, но надо отметить, что их восточные склоны круче, чем западные.

Гребни отделены друг от друга субгоризонтальными террасами, сложенными белыми и светло-серыми известняками, реже – гравеллитами. На террасах широко распространены карстовые формы рельефа в виде воронок диаметром до 1 м и глубиной до 30 см. Валуны и глыбы на поверхности террас практически отсутствуют. Средняя ширина террас – 20 м, максимальная – 100 м. Интересно, что бентосные организмы в основном обитают на гребнях. Здесь в изобилии встречены разнообразные кораллы, губки, морские ежи, моллюски. Выровненная поверхность террас практически безжизненна.

Необходимо отметить, что климатическая зональность, хотя и оказывает существенное влияние на процессы морфолитогенеза на подводных горах, далеко не всегда объясняет все нюансы этого сложного процесса. Не менее важным для понимания процессов влияния седиментации на рельеф является учёт азональных факторов – подводных течений, локальных дивергенций, апвеллингов, а также вторичных наложенных процессов.

Первые факторы индивидуальны для каждой подводной горы и требуют отдельной разработки, выходящей за рамки настоящей публикации. Мы акцентируем внимание на морфолитогенетическое воздействие такого мощного и малоизученного азонального фактора, как вторичные наложенные процессы. Они широко развиты на подводных горах Мирового океана, оказывая существенное влияние на постседиментационные изменения осадков, и, как следствие, на морфолитогенез.

Вторичные наложенные процессы на подводных горах Мирового океана являются весомой составной частью явления «морфолитогенез». В литологическом аспекте понятие «наложенные процессы» предусматривает широкий круг явлений, различным способом оказывающий влияние на осадок и осадочные породы, которые накладываются на нормальный седиментационный цикл [10, 15]. К таким явлениям относятся хорошо изученные гипергенез и гальмиролиз (регрессивный эпигенез), вызывающий разрушение ранее сформированных минеральных комплексов за счёт энергии экзогенных реакций. Однако в условиях седиментации в открытом океане ведущее значение в процессах преобразования уже сформированных осадочных толщ принадлежит наложенным процессам, связанным с воздействием на осадочный комплекс подтоков флюидов, с которыми в осадочную толщу и придонную воду поступают дополнительные количества минерального вещества и энергии. При этом происходит частичная или полная аседиментационная трансформация исходного вещества, формируется специфический комплекс аутогенных минералов или новообразований, генезис которых не связан непосредственно с седиментогенезом.

В местах поступлений глубинных эксгаляций и гидротерм процессы мобилизации и трансформации вещества получают дополнительный энергетический импульс, который во много раз увеличивает скорость их протекания, а также определяет тип наложенной минерализации и формы её фиксации в осадочном чехле.

Наложённые эндогенные процессы могут вызвать эпигенетические изменения осадочных образований на любой стадии существования осадочных пород, включая седиментогенез (сингенез), что значительно затрудняет чёткое выделение стадий седиментационного цикла и аседиментационных изменений [11, 14].

Следует отметить, что в генетическом отношении глубинные флюиды достаточно разнообразны, однако ведущую роль имеют эндогенные источники. Выделяют три типа таких поступлений [14, 15].

Открытый – обычно связан с вулканическими процессами. Заключается в том, что огромные массы твёрдого вулканического материала, газов, паров и жидкостей вступают в непосредственный контакт с водной толщей и атмосферой, создавая локальные области с аномальными параметрами. Особенности этого процесса являются: кратковременность выброса огромных масс вещества, отсутствие какой-либо периодичности в функционировании и локальности непосредственного воздействия. Эти факторы, как правило, не приводят к заметной наложенной трансформации осадочного вещества.

Гидротермально-пневмолитовый – является параллельным процессом развития вулканической деятельности, а во многих случаях отражает затухание вулканического явления. По своей сути также является открытым типом поступления глубинных флюидов.

Однако в этом случае отсутствуют выбросы твёрдого материала и образуются стабильные в количественном отношении подтоки газов и жидкостей, связанных с вулканическим очагом, а также наблюдаются длительные временные промежутки существования таких дополнительных источников вещества и энергии. Это приводит к таким наложенным явлениям, как гидротермальные изменения, гидротермальный метасоматоз и метаморфизм. Примерами могут служить источники, создавшие сульфидные месторождения срединно-океанических хребтов.

Закрытый тип отличается от предыдущих низкими температурами поступающих масс, высокой стабильностью поступлений как во времени, так и в количественном отношении. Именно с такими источниками связаны процессы дегазации мантии по глубинным разломам – «холодное дыхание» Земли и просачивание минерализованных вод по тектоническим трещинам в горных породах. Особо следует подчеркнуть, что если гидротермальные источники приурочены к вулканически активным районам, то закрытый тип поступления глубинных флюидов имеет гораздо большее площадное развитие и приурочен практически ко всем зонам глубинных разломов.

Современные зоны активного вулканизма, как правило, сосредоточены либо на континентальных окраинах Тихоокеанского типа (в настоящей работе они не рассматриваются), либо на срединно-океанических хребтах. На трансформацию осадочных образований подводных гор срединно-океанических хребтов заметное влияние оказывают гидротермально-пневмолитовый и закрытый типы флюидных поступлений. При этом происходит быстрая перекристаллизация осадков, сопровождающаяся литификацией. Характерны формиро-

вание сульфидных руд и самородных металлов, гидроокислов железа и марганца, доломитизация. При этом из карбонатных осадков формируются плотные массивные известняки и конгломераты, залегающие на молодом базальтовом основании и существенно сглаживающие сильно расчленённый рельеф фундамента. В свою очередь, известняки являются благоприятным базисом для развития эрозионных и карстовых форм рельефа.

Следует отметить, что рыхлые, нелитифицированные образования на подводных горах срединно-океанических хребтов встречаются редко и значительного рельефообразующего значения не имеют. Напротив, известняки и конгломераты встречены нами практически на всех подводных горах СОХ. Возраст этих образований очень молодой, в основном плейстоценовый, в то время как на флангах СОХ и сопредельных котловинах залегают совершенно нелитифицированные их возрастные аналоги. Последнее хорошо иллюстрирует нарушение классической, стадийной последовательности постседиментационных изменений осадка (седиментогенез–диагенез–катагенез) в результате влияния вторичных наложенных процессов.

За пределами рифтогенальных хребтов, на асейсмичных глыбовых, глыбово-вулканических и вулканических горных сооружениях действует в основном низкотемпературный («закрытый», по В.Х. Геворкьяну) тип эндогенных поступлений. Тектонически малоактивные в настоящее время, эти морфоструктуры заложены по долгоживущим глубинным разломам. Вулканические, глыбово-вулканические и глыбовые хребты, как правило, являются морфологическим проявлением на поверхности Земли «сквозных структур» [48]. При этом наиболее крупные горные сооружения, сформированные в результате многократной тектономагматической активизации, в основном расположены на стыке двух или более глубинных разломов, т.е. в тектонических узлах.

Приуроченность асейсмичных хребтов к зонам глубинных разломов определяет более высокое, чем на сопредельных котловинах, поступление эндогенного вещества. Это находит отражение в высокой активности вторичных наложенных процессов на подводных горах и поднятиях – формирование мощных железомарганцевых корок, фосфатизации, доломитизации.

Данные визуальных наблюдений с борта ПА «Север-2» показали, что вторичные изменения горных пород, часто сопровождающиеся оруденением, закономерно приурочены к зонам тектонических нарушений. Например, на подводных горах хребта Наска и Южно-Азорского поднятия рудное вещество концентрируется непосредственно в зонах трещиноватости. При этом форми-

руются своеобразные гребневидные формы рельефа, отличающиеся по цвету и плотности от вмещающих пород.

На хребте Наска на вершине горы Профессора Месяцева на контакте известняков со щелочными гипербазитами сформирована протяженная зона экзоконтактных изменений, проявленная в виде алюмофосфатного метасоматоза известняковой толщи. По периферии вершины, за пределами контактовой зоны, а также на вершинах других подводных гор, наиболее интенсивная фосфатизация известняков связана с зонами трещиноватости [20, 22].

Формирование железомарганцевых корок на известняках также имеет чёткую структурную приуроченность. Часто оруденение связано только с зонами трещиноватости, при этом чёрные породы, которыми залечены трещины, отчётливо выделяются по цвету на фоне серых вмещающих известняков. При более интенсивном привносе эндогенного материала конечной формой концентрации рудных компонентов является формирование сплошных железомарганцевых покровов.

Мощные железомарганцевые корки были обнаружены нами на Угловом поднятии. Например, на горе «Безнадёжная», выявлена протяжённая зона тектонического нарушения шириной 2-3 м. Гидротермально изменённые породы образуют линейный гребень, выступающий над поверхностью дна на 1,5-2 м. Породы, слагающие гребень, покрыты мощной марганцевой коркой, отдельные фрагменты которой отслаиваются от основной массы породы в виде огромных чешуй (2 x 5 м). Иногда почковидные иссиня-чёрные корки образуют отдельные «лепёшки» размером от 0,2 до 3 м². Почти повсеместно известняки перекрыты коричневато-булой коркой. Данные визуальных наблюдений показывают, что транспортировка рудного вещества осуществлялась в основном по линейным зонам тектонических нарушений. В ряде случаев подводными каналами служили трубообразные тела, вероятно, заложенные на пересечении трещин различных генераций. Эти процессы привели к формированию как ориентированных линейно, так и изометричных участков избирательного омарганцевания.

По нашим данным, чёткую структурную приуроченность имеют не только корки, но и типичные конкреции. Так в районе поднятия Сьерра-Леоне были обнаружены рудные поля железомарганцевых конкреций, залегающих на ровной поверхности террас, покрытых глинисто-карбонатными осадками. Здесь отмечалась чёткая локализация полей конкреций в виде гряд меридионального и северо-восточного простирания, разделённых ложбинами, в пределах кото-

рых рудный материал отсутствует. Расстояние между грядами варьирует от 1 до 10 м. С уменьшением ширины безрудных полос увеличивается ширина конкреционных гряд до 15-20 м, которые, местами сливаясь, образуют конкреционные поля. Однако при этом сохраняется полосчатая структура поля с общей ориентировкой полос и гряд в определенном направлении. Отметим, что по данным наблюдений из ПА, их простираение подчинено общей ориентировке тектонических нарушений, генеральной для района в целом.

Данные о приуроченности железомарганцевых корок к определённым направлениям разломной сети нашли подтверждение в результатах работ на многих положительных структурах Мирового океана. Так, на горе Экватор (Индийский океан) [42] установлена явная связь развития конкреционно-корковых образований с зонами тектонических нарушений. Материалы погружений на подводных горах Императорского хребта также свидетельствуют в пользу выборочного омарганцевания по линейным зонам определённых направлений. Мощные конкреционно-корковые образования, в том числе кобальтсодержащие широко распространены на многих асейсмичных структурах Мирового океана [51, 64].

Широкое развитие конкреционно-корковых образований в пределах асейсмичных хребтов – районов со стабильным тектоническим режимом подчёркивает специфичность эндогенных проявлений в основном связанных с закрытым типом поступления глубинного вещества.

В результате воздействия реакционноспособных флюидов осадочные породы подводных гор претерпевают довольно сильные изменения. В тропических областях, где коралловые известняки изначально литифицированы, характерны интенсивная перекристаллизация, доломитизация и формирование железомарганцевых корок. Вторичные наложенные процессы ведут к повышению стойкости осадочных образований к механическому и химическому воздействию. Вторично изменённые породы образуют своеобразный «щит», препятствующий разрушению карбонатных образований и ведут к консервации рельефа подводных гор. Однако при этом часто формируются новые формы рельефа – своеобразные столообразные возвышения, обрамлённые острыми нависающими козырьками и глубокими нишами в основаниях таких столов. Кстати, подобные формы рельефа встречаются и на суше – там они также связаны с выветриванием горных пород, подстилающих прочные бронирующие горизонты.

Вторичные изменения мшанково-водорослевых рифогенных образований в принципе аналогичны изменениям коралловых известняков. Наиболее

существенное влияние наложенные процессы оказывают на седиментационные изменения изначально рыхлых планктогенных и бентогенных осадков. Под влиянием воздействия флюидов происходит быстрая, возможно, сингенетичная литификация этих образований. В связи с этим на подводных горах залегают в основном литифицированные породы, в то время как на сопредельных участках океанического дна их рыхлые, неконсолидированные возрастные аналоги. Быстрая литификация осадка на подводных горах препятствует размыву осадочных толщ и является благоприятным фактором для формирования мощных «шапок» карбонатных пород. Иногда, вследствие невысокой активности подтока флюидов, литифицируется не вся толща осадков, а лишь поверхностные горизонты. В этом случае под бронирующими известняковыми корками залегают неконсолидированные, рыхлые карбонатные осадки. Такое явление мы неоднократно наблюдали на подводных горах Центральной Атлантики и Индийского океана.

Следует особо подчеркнуть, что толща литифицированных карбонатных отложений умеренных широт по своему влиянию на рельеф подводных гор похожа на рифогенные образования. При этом можно проследить тот же морфогенетический ряд, что и для типичных коралловых построек – окаймляющий риф, барьерный риф, атолл с вулканическим ядром и нормальный атолл. Переслаивание литифицированных пелагических осадков с рифогенными образованиями умеренных широт не позволяет чётко разделить «рифогенный» и «пелагический» морфолитогенез. Вторичные наложенные процессы часто приводят к полной перекристаллизации и потере первичной структуры карбонатных отложений, что окончательно сближает «рифогенные» и «не рифогенные» (обломочные, бентогенные, планктогенные) образования. Необходимо отметить при этом, что данным наблюдений с борта обитаемых ПА литифицированные пачки пелагических осадков подводных гор все же имеют некоторую привязку по глубине их образования и часто - сегодняшнего положения. Так на подводных горах севера хребта Рейкьянес они нигде не были обнаружены на глубинах более 1200м. Глубже на локальных террасах и склонах гор лежат рыхлые пылевидные осадки, тонкие пески, легко сдуваемые течениями или струевыми потоками движительного комплекса ПА.

Обнаружение на различных и часто значительных глубинах пород, созданных или заметно преобразованных процессами морфолитогенеза, подчеркивает различную динамику отдельных блоков земной коры Океана.

Приведенные в данном разделе факты подтверждают, что современный рельеф подводных гор Мирового океана сформирован в результате сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов – тектоники, вулканизма, морфолитогенеза, эрозии, абразии, химического выветривания.

Вышеизложенное позволяет утверждать, что Морфолитогенез является одним из важнейших факторов формирования и последующей эволюции рельефа подводных гор (морфогенеза). Он очень широко развит в Океане и существенно влияет на формирование и консервацию плоских вершин гайотов и лестниц абразионных террас, повсеместно развитых в толщах шапок мелководных литифицированных известняков структур различного генезиса всех районов и широт Мирового океана.

Основная часть литифицированных рифогенных образований подводных хребтов и поднятий сформирована в условиях скомпенсированного погружения. По мере опускания оснований подводных горных сооружений нарастала толщина рифогенных образований. В итоге были образованы сотни, а иногда и первые тысячи метров толщи коралловых и мшанково-водорослевых рифов.

Максимум распространения и роста рифогенных образований приходится на олигоценовую и миоценовую эпохи, фиксируя тем самым наличие этапов медленного, скомпенсированного опускания дна океана. Начиная с позднего миоцена (мессинская регрессия) происходило неоднократное повышение и понижение уровня океана, что привело к субаэральной переработке нестойких к выветриванию и абразионному воздействию известняковых толщ. Предшествующий рифогенный морфолитогенез создал благоприятный базис для быстрого изменения рельефа – на многих подводных горах сформированы абразионные, эрозионные и карстовые субаэральные формы рельефа. Впоследствии подводные горы разных блоков опустились на различные глубины, фиксируя различные скорости и масштабы вертикальных движений разных районов дна Океана.

Важно подчеркнуть, что процессы морфолитогенеза напрямую зависят от интенсивности и знака тектонических движений дна океана, активности вулканических и поствулканических процессов. С другой стороны наличие следов процессов морфолитогенеза, свойственных определенным глубинам их проявления, является чутким индикатором тектонической обстановки времени образования изучаемой структуры.

Мощные карбонатные и мшанковые рифы, как и пачки слоистых известняков вершин и террас подводных гор умеренных широт, формируются во вполне определенных океанографических условиях. Находки таких образований на больших и разных глубинах в пределах каждого конкретного района, равно как и неодинаковая мощность известняковых толщ на соседних подводных горах или в пределах одной структуры, однозначно указывают на активность вертикальных тектонических движений.

Выводы

1. Во всем Мировом Океане в пределах структур самого разного масштаба и генезиса, пространственного положения и возраста широко развиты абразионные поверхности выравнивания, которые находятся сегодня на разных, иногда значительных глубинах. Они являются одной из доминирующих форм подводного рельефа, фиксируют этим важнейшую роль процессов их образования.
2. Процессы морфолитогенеза, зафиксированные в известняковых шапках подводных гор, являются надежным индикатором зон погружения дна океана. Разные уровни (глубины) аналогично построенных террас – в пределах одного массива или горного сооружения – указывают на блоковый характер структур и в большинстве случаев не позволяют отнести их образование за счет колебания уровня океана.
3. Вертикальные движения фиксируются на разных масштабных уровнях: глобальном, региональном, локальном в современных глубинах абразионных морских террас и поверхностей выравнивания, сформированных обычно в мелководных, часто коралловых мезокайнозойских известняках вершин подводных гор, опущенных затем на значительные глубины.
4. Земная кора Океана имеет явно блоковое строение. Обширные относительно жесткие и стабильные блоки разделены разнонаправленными, меняющими свое простирание рифтогенными структурами, заложенными в ослабленных зонах литосферы. Основные линейные структуры дна океана закономерно ориентированы согласно глобальной разломной сети, единой для дна океана и окружающих его континентов. Границы районов, участков и отдельных блоков с различной тектонической активностью, динамикой и направленностью движений контролируются закономерно ориентированной в пространстве тектонолинеamentной сетью древнего заложения.
5. Рифтовые хребты и их трансформные разломы наследуют структурный план и динамику блоков, которые они разделяют. Впадины океана заложены по разломам древнего структурного плана в режиме общего растяжения земной коры. Наиболее вероятным запускающим механизмом формирования рифтогенных хребтов, самих океанических впадин и всей морфоструктуры дна океана являются мантийные плюмовые процессы, развивающиеся вдоль зон древних планетарных тектонических нарушений.
6. Результаты морфологического, литологического и структурно-тектонического анализа указывают на ведущую, часто определяющую, роль вертикальных блоковых тектонических движений в формировании земной коры и рельефа дна Океана, а также в геологической истории Океана в целом.

Список литературы

1. Агапова Г.В. Рельеф Китового хребта / Г.В. Агапова, Н.Л. Зенкевич, В.Н. Ефимов [и др.] // Геоморфология. – 1984. – № 4. – С. 42.
2. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение / В.М. Анохин. – Санкт-Петербург: Недра, 2006. – 161 с.
3. Аументо Ф. Геология срединно-Атлантического Хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.) / Ф. Аументо, В.Д. Ланкаревик, Д.И. Росс // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. – М.: Мир, 1973. – С. 168-196.
4. Бережный Б.Д. Абиссальные холмы Южной части котловины Агульяс / Б.Д. Бережный // Геоморфология и тектоника дна океана. – М.: Наука, 1985.
5. Бурьянов В.Б. Глубинное строение тектонических структур северо-западной части Индийского океана / В.Б. Бурьянов, О.М. Русаков, В.Д. Соловьев // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. – Ленинград: Недра, 1980. – С. 229-239.
6. Геворкьян В.Х. Генезис валунно-галечного материала приполярного шельфа Канады / В.Х. Геворкьян, И.Э. Ломакин. – К.: ИГН АН УССР, 1980. – С. 37-39. – (Препринт / АН УССР, Ин-т геол. наук; 80-12).
7. Геворкьян В.Х. Генезис грубообломочного материала и геологическая позиция Азорского региона (Северная Атлантика) / В.Х. Геворкьян, И.Э. Ломакин // Проблемы изучения и рационального использования биологических ресурсов морей Европейского Севера и Северной Атлантики. – Мурманск: Пинро, 1984. – С. 31-32.
8. Геворкьян В.Х. Геологическое строение и условия осадконакопления в районе хребта Наска (Тихий океан) / [В.Х. Геворкьян, В.Т. Вакарюк, В.Е. Иванов и др.]. – К.: ИГН АН УССР, 1987. – 38 с. – (Препринт / АН УССР, Ин-т геол. наук; 87-16).
9. Геворкьян В.Х. Структурная позиция и коренные породы подводных гор центральной части Западно-Индийского хребта (Индийский океан) / В.Х. Геворкьян, В.Т. Вакарюк, Р.А. Лемишко [и др.] – Киев: ИГН АН УССР, 1990. – 48 с. – (Препринт / АН УССР, Ин-т геол. наук; 90-30).
10. Геворкьян В.Х. Особенности морфолитогенеза на подводных горах Мирового океана / В.Х. Геворкьян, В.Е. Иванов // Геология морей и океанов: IX Всесоюзная школа морской геологии: тез. докл. Т. 1. – М., 1990. – С. 32-33.
11. Геворкьян В.Х. Геолого-микробиологические аспекты формирования продуктивных зон океана / В.Х. Геворкьян, И.Э. Ломакин, В.Н. Богаченко [и др.] // Проблемы изучения и рационального использования биологических ресурсов морей Европейского Севера и Северной Атлантики. – Мурманск: Пинро, 1984. – С. 35-36.
12. Геворкьян В.Х. Особенности геологического строения хребта Экватор (Индийский океан) / В.Х. Геворкьян, И.Э. Ломакин, В.Р. Морозенко [и др.] // II Всесоюзный съезд океанологов: тезисы докл. Вып. 7. – Севастополь, 1982. – С. 99-100.
13. Геворкьян В.Х. Генезис грубообломочного материала северо-западной Атлантики и геологическая позиция Азорского плато / В.Х. Геворкьян, И.Э. Ломакин, А.В. Омельчук // Комплексное изучение Атлантического океана: сб. науч. тр. – Л., 1986. – С. 98-101.

14. Геворкьян В.Х. Геологические аспекты биологической продуктивности океана / [В.Х. Геворкьян, Ю.Г. Чугунный, А.Л. Сорокин и др.]. Мурманск: Кн. изд-во, 1990. – 192 с.
15. Геворкьян В.Х. Рудоносность подводных гор и поднятий открытого океана // ГПИМО*. – 2011. – № 3. – С. 5-27.
16. Деменецкая Р.М. Подводные горы (проблемы геофизического изучения) / [Р.М. Деменецкая, А.М. Городницкий, В.Д. Каминский, Э.М. Литвинов]. – М.: Недра, 1978. – 163 с.
17. Довбнич М.М. Глобальные трансгрессии и регрессии и их роль в формировании Мирового Океана / М.М. Довбнич, К.Ф. Тяпкин // ГПИМО*. – 2009. – № 4. – С. 5-15.
18. Живаго А.В. Геоморфология и геологическая история хребта Броккен (Западно-Австралийского) в восточной части Индийского Океана / А.В. Живаго // Геоморфология и тектоника дна океана. – М: Наука, 1985. – С. 7-23.
19. Захаров М.В. О геологической природе осадочного чехла и акустического фундамента северо-восточной части Китового хребта по данным сейсмического зондирования / М.В. Захаров // Океанология. – 1981. – Т. 21, вып. 4. – С. 651-657.
20. Иванов В.Е. Геологическое строение, рельеф и условия осадконакопления района хребта Наска (юго-восточная часть Тихого океана). Автореф. Дис. Канд. Геол.-мин наук: 04.00.01 / Ин-т геологических наук АН УССР.
21. Иванов В.Е. Рельеф и особенности геологического строения Западно-Индийского хребта (Индийский океан) / В.Е. Иванов, В.Т. Вакарюк // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 54-61.
22. Иванов В.Е. Особенности геологического строения и геоморфологии хребта Наска (юго-восточная часть Тихого океана) / В.Е. Иванов, В.Х. Геворкьян // Геол. журнал. – 1988. – № 4. – С. 94-103.
23. Иванов В.Е. Геоморфология подводных гор Углового Поднятия (Северная Атлантика) / В.Е. Иванов, И.Э. Ломакин, В.Р. Морозенко // Геоморфология. – 1989. – №3. – С. 60-64.
24. Иванов В.Е. Геологическое строение подводных гор Ампер и Жозефин по данным подводных исследований. Комплексное изучение природы Атлантического океана / В.Е. Иванов, В.П. Малахов, В.Р. Морозенко [и др.] // // Комплексное изучение природы Атлантического океана: V областная конференция, 18-20 апреля 1989 г.: тезисы докл. – Калининград, 1989. – С. 97-98.
25. Ионин А.С. Шельф, рельеф, осадки и их формирование / А.С. Ионин, В.С. Медведев, Ю.А. Павлидис. – М.: Мысль, 1987. – 205 с.
26. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана / В.Ф. Канаев. – М: Наука, 1979. – 266 с.
27. Кара В.И. Геологическое строение развитие подводной возвышенности Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика) / В.И. Кара, В.А. Лебедев, С.Н. Минтулов [и др.] // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 1986. – Т. 61, вып. 3. – С. 32-37.
28. Касьяненко Л.Г. К вопросу о происхождении гайотов / Л.Г. Касьяненко, Р.Ш. Карпельсон // Геоморфология. – 1981. – № 1. – С. 69-72.
29. Келлер Н.Б. Мадрепоровые кораллы хребта Рейкьянес и гор Платона (северная часть Атлантического океана) / Н.Б. Келлер // Донная фауна открыто-океанических поднятий (Северная Атлантика). – М.: Наука, 1985. – С. 39-51 (Труды / ИО АН СССР; т. 120).

30. Кленова М.В. Геология Атлантического океана / М.В. Кленова, В.М. Лавров. – М.: Наука, 1975. – 268 с.
31. Король А.Б. Бентос – 300. Пять тысяч часов под водой / А.Б. Король. – М.: ВНИРО «Нерей», 1992. – 205 с.
32. Левченко О.В. Стрoение Восточно-Индийского хребта по новым данным // О.В. Левченко, И.М. Сборщиков, А.Н.Иваненко [и др.] // Геология морей и океанов: XVIII Международная научная конференция (школа) по морской геологии, 16-20 ноября 2009 г.: материалы. Т. . – М.: Геос, 2009. – С. 76-80.
33. Леонтьев О.К. Вертикальные движения земной коры в пределах ложа Тихого океана по данным геоморфологического анализа / О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянова, В.С. Медведев // Океанология. – 1974. – Т. 14, вып. 6. – С. 1022-1028.
34. Леонтьев О.К. Опыт применения морфолитогенического анализа коралловых рифов и гайотов для изучения вертикальных движений земной коры / О.699К. Леонтьев, С.А. Лукьянова, В.С. Медведев // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. – М.: Наука, 1975. – С. 77-79.
35. Леонтьев О.К. Эволюция атоллов Тихого океана / О.К. Леонтьев, В.С. Медведев // Природа. – 1972. – № 39. – С. 80-87.
36. Леонтьев О.К. Общая геоморфология / О.К. Леонтьев, Г.И. Рычагов. – М.: Высш. школа, 1979. – 287 с.
37. Леонтьев О.К. Каньоны под морем / О.К.Леонтьев, Г.А.Сафьянов. – М.: Мысль, 1973.– 261 с.
38. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1974. – 435 с.
39. Литвин В.М. Палеобатиметрия и развитие рельефа дна Атлантического океана в позднем мезозое и кайнозое / В.М. Литвин // Геоморфология и тектоника дна океана. – М.: Наука, 1985. – С. 119-133.
40. Литвин В.М. Роль горизонтальных и вертикальных тектонических движений в формировании рельефа дна океана / В.М. Литвин // Геоморфология и тектоника дна океана.– М. Наука, 1985. – С. 76-91 (Труды / ИО АН СССР; т. 121).
41. Ломакин И.Э. Линеаменты дна Индийского океана / И.Э. Ломакин // ГПИМО*. – 2009. – № 1. – С. 5-14.
42. Ломакин И.Э. Особенности геологического строения хребта Экватор (Индийский океан) / И.Э. Ломакин // ГПИМО*. – 2009. – № 2. – С. 54-68.
43. Ломакин И.Э. Террасы подводных гор и некоторые вопросы тектоники дна Индийского океана / И.Э. Ломакин // ГПИМО*. – 2011. – № 2. – С. 42-54.
44. Ломакин И.Э. Структурно-тектоническая позиция и особенности геологического строения Западно-Индийского хребта / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов // ГПИМО*. – 2012. – № 4. – С. 59-71.
45. Ломакин И.Э. Террасы подводных гор Мирового океана / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, В.Х. Геворкьян // Геология морей и океанов: IX Всесоюзная школа морской геологии: тез. докл. Т. 1. – М., 1989. – С. 62.
46. Ломакин И.Э. Геология подводных гор и линеаменты хребта Рейкьянес / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, В.В. Колесников // Геологические и географические проблемы освоения

- природных ресурсов северных морей: Сб. статей. Географическое общество СССР. Северный филиал. – Мурманск: Мурманское кн. изд-во, 1988. – С.27-34.
47. Ломакин И.Э. Рельеф и особенности геологического строения подводных гор хребта Рейкьянес / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, В.В. Колесников // Природа и хозяйство Севера. – 1988. – Вып.16. – С. 76-81.
 48. Ломакин И.Э., Линеаменты дна океанов и сквозные структуры / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, В.В. Кочелаб // ГПИМО*. – 2011. – № 4. – С. 30-46.
 49. Ломакин И.Э. Террасы Судакско-Карадагского района как индикатор новейших тектонических движений / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов, В.В. Кочелаб // Геол. журн. – 2012. – № 3. – С. 106-116.
 50. Ломакин И.Э. Морфолитогенез на подводных горах Океана / И.Э. Ломакин, В.Е. Иванов // ГПИМО*. 2013. – № 2. – С. 87-100.
 51. Ломтев В.Л. К строению Магеллановых гор (ЮЗ Пацифика) / В.Л. Ломтев // ГПИМО*. – 2009. – № 4. – С. 40-52.
 52. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук: 04.00.04 «Геотектоника» / А.О. Мазарович. – М., 1998. – 36 с.
 53. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна / А.О. Мазарович. – М.: Научный мир, 2000. – 176 с. (Труды / ГИН РАН; вып. 530)
 54. Маринова Ю.Г. Сейсмостратиграфия осадочного чехла северной части Восточно-Индийского хребта / Ю.Г. Маринова // Геология морей и океанов: XVIII Международная научная конференция (школа) по морской геологии, 16-20 ноября 2009 г.: материалы. Т. 5. – М.: Геос, 2009. – С. 90-94.
 55. Маринова Ю.Г. Новые данные о структуре осадочного чехла Восточно-Индийского хребта / Ю.Г. Маринова // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 2. – М.: Геос, 2010. – С. 37-39.
 56. Матошко А.В. Литолого-геохимическая обработка проб донных осадков, изверженных и метаморфических пород, полученных в открытой части Атлантического океана, Баренцева и Белого морей различным способом и научная интерпретация результатов исследований / [А.В. Матошко, И.Э. Ломакин, А.В. Омельчук и др.]. – К.: ИГН АН УССР, 1987. – С. 5-6. – (Препринт / АН УССР, Ин-т геол. наук; 87-23).
 57. Матошко А.В. Геоморфологические корреляции позднплейстоценовых и голоценовых террас центральной части Онежского залива / А.В. Матошко, И.Э. Ломакин, А.В. Омельчук [и др.] // Плейстоцен Сибири. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 145-150.
 58. Матошко А.В. Анализ рельефа Онежских шхер при планировании промышленного использования биоресурсов / А.В. Матошко, И.Э. Ломакин, А.В. Омельчук [и др.] // Проблемы изучения и рационального использования биологических ресурсов морей Европейского Севера и Северной Атлантики. – Мурманск: Пинро, 1984. – С. 32-35.
 59. Матошко А.В. Особенности строения и формирования береговой зоны Онежских шхер в связи с поисками промышленных скоплений макрофитов / А.В. Матошко, И.Э. Ломакин, А.Л. Сорокин [и др.] // Проблемы рыбохозяйственных исследований внутренних водо-

- емов северо-запада Европейской части СССР. – Петрозаводск: Госкомиздат, 1984. – С. 17-19.
60. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана / Г.У. Менард; [пер. с англ.]. – М.: Мир, 1966. – 282 с.
61. Морозенко В.Р. Геолого-геоморфологические особенности подводных гор в районе разлома Зеленого Мыса / В.Р. Морозенко, А.В. Омельчук, С.Л. Кузнецов // Комплексное изучение природы Атлантического океана: V областная конференция, 18-20 апреля 1989 г.: тезисы докл. – Калининград, 1989. – С. 97-98.
62. Непрочнов Ю.П. Сейсмические волновые поля, глубинное строение и возраст котловин Индийского океана / Ю.П. Непрочнов, В.В. Безвербная // Океанология. – 2005. – Т. 45. – № 5. – С. 747-760.
63. Омельчук А.В. Основные черты геологического развития Северо-Западного хребта Тихого океана / А.В. Омельчук // Геолог Украины. – 2009. – № 1-2. – С. 83-87.
64. Омельчук А.В. Кобальт-марганцевые конкреционно-корковые образования подводных гор Императорского хребта (Тихий океан) / А.В. Омельчук, В.Х. Геворкьян // ГПИМО*. – 2006. – № 2. – С. 89-97.
65. Описание подводных гор и поднятий промысловых районов мирового океана (открытая часть). – Т. 1. – Л.:ГУНИО, 1988. – 487 с.
66. Оровецкий Ю.П. Горячие пояса земли / Ю.П. Оровецкий, В.П. Коболев. – К.: Наук. думка, 2006. – 311 с.
67. Резанов И.А. Эволюция земной коры / И.А. Резанов. – М.: Наука, 1985. – 144 с.
68. Рудой А.Н. Основы теории делювиального морфолитогенеза / А.Н. Рудой // Изв. Русского географического общества, 1997. – Вып. 1. – С. 12-22.
69. Симонов Ю.Г. Учение о морфолитогенезе и его место в географической науке. Исторические аспекты / Ю.Г. Симонов, В.Н. Конищев, А.А. Лукашов [и др.] // Вестник МГУ. Сер. 5, география. – 1998. – № 4. – С. 41-48.
70. Сорокин А.Л. Особенности строения и формирования береговой зоны онежских шхер в связи с поисками промышленных скоплений макрофитов / А.Л. Сорокин, Б.И. Ванюхин, И.Э. Ломакин // Проблемы рыбохозяйственных исследований внутренних водоемов Европейской части СССР: научная конференция молодых ученых и специалистов, 23-25 октября 1984 г.: тезисы докл. – Петрозаводск 1984. – С. 26-29.
71. Сорокин А.Л. Донные формы рельефа и условия осадконакопления в губе Гридино (Поморский берег) / А.Л. Сорокин, Б.И. Ванюхин, И.Э. Ломакин // Проблемы изучения, рационального использования биоресурсов Белого моря: III региональная конференция ЗИН АН СССР: тезисы докл. – Ленинград, 1987. – С. 113-115.
72. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов / Г.Б. Удинцев. – М: Недра, 1987. – 240 с.
73. Удинцев Г.Б. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана / Г.Б. Удинцев, Е.В. Коренева // Геотектоника. – 1980. – № 6. – С. 13-22.
74. Удинцев Г.Б. Морфоструктура юго-западной части Китового Хребта / Г.Б. Удинцев, В.М. Литвин, Н.А. Марова [и др.] // Океанология. – 1976. – Вып. 2. – С. 266-272.
75. Удинцев Г.Б. Геоморфология дна Индийского океана / Г.Б. Удинцев // Региональная геоморфология дна океанов. Индийский океан. – М.: Наука, 1989. – 112 с.

76. Удинцев Г.Б. Дно океанов – моногенез или гетерогенез? / Г.Б. Удинцев, А.В. Ильин // Геоморфология. – 2006. – № 4. – С. 11-22.
77. Федоров В.В. Геоморфология подводных гор хребта Наска / В.В. Федоров, В.Е. Иванов // Промышленно-океанологические исследования продуктивных зон морей и океанов. – М.: ВНИРО, 1984. – С. 178-189.
78. Федоров В.В. Исследование рельефа центральной части Маскаренского хребта / В.В. Федоров, И.В. Данилов // Геоморфология. – 1979. – № 4. – С. 75-81.
79. Федоров В.В. Донные ландшафты банки Сая де Малья / Федоров В.В., Рудинштейн И.Г., Данилов И.В. [и др.] // Океанология. – 1980. – № 4. – С. 660-668.
80. Хосино М. Морская геология / М. Хосино. – М: Недра, 1986. – 432 с.
81. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры / И.И. Чебаненко. – Киев: Наук. думка, 1977. – 83 с.
82. Чебаненко И.И. Про планетарни разломи (лінеamenti) літосфери / И.И. Чебаненко // Доп. АН УССР. – 1962. – № 9. – С.1227-1230.
83. Шепард Ф.П. Морская геология / Ф.П. Шепард. – Л.: Недра, 1976. – 488 с.
84. Duncan R.A. Age progressive volcanism in the new England seamounts and the opening of the Central Atlantic ocean / R.A. Duncan // Journal of geophysical research. – 1984. – Vol. 89, № B12. – P. 9980-9990.
85. Hall N. The New England Seamount Chain / N. Hall, T. Krupa // The Traprock. – 2006. – Vol. 6. – P. 9-13.
86. Hoffmann A.W. Petrography, Major and Trace Element Geochemistry of the Discovery Seamounts / A.W. Hoffmann, E. Paulin // Master thesis. – Kiel: Christian-Albrechts-Universität, 2012. – P. 66.
87. Initial Reports of DSDP. Leg 74 Valvis Ridge Transect. – 1984 P 739-753.
88. Mahoney J.J. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean / J.J. Mahoney, W.B. Jones, F.A. Frey [et all] // Chemical Geology. – 1983. – V. 120. – P. 315-345.
89. Mougénot D. Les montagnes sous-marines de la marge continentale nord-portugaise: morphologie et evolution structurale / D. Mougénot, J.R. Vanney, A. Mauffret [et all] // Bulletin de la société géologique de France. – 1986. – Ser. 8, t. 11, № 3. – P. 401-412.
90. Naresh K. Origin of «paired» aseismic rises: Ceará and Sierra Leone rises in the equatorial, and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic / K. Naresh // Marine Geology. – 1979. – Vol. 30, № 3-4. – P. 175-191.
91. Neal C.R. Mantle Sources and Highly Variable Role of Continental Lithosphere in Basalts Petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183 / C.R. Neal, J.J. Mahoney, W.J. Chazey // Journal of Petrology. – 2002. – V. 43, № 7. – P. 1177-1205.
92. Ramsay D.C. New findings from the Kerguelen Plateau / D.C. Ramsay, J.B. Colwell, M.F. Coffin [et al.] // Geology. – 1986. – Vol. 14, № 7. – P. 589-593.

* ГПИМО – Геология и полезные ископаемые Мирового океана, ISSN 1999-7566.

Ломакин Игорь Эммануилович

ТЕРРАСЫ ПОДВОДНЫХ ГОР И ТЕКТОНИКА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Опыт многолетних подводных исследований показывает широкое распространение абразионных террас и поверхностей выравнивания на склонах подводных гор и поднятий всех районов Мирового Океана. Их положение и особенности рельефа указывают на важную роль вертикальных блоковых движений в формировании земной коры и подтверждают разломно-блоковое строение литосферы Земли.

Ключевые слова: Абразионные террасы, блоки, морфолитогенез, вертикальные тектонические движения.

Experience multi Undersea Research shows widely disseminated abrasion terraces and planation surfaces on the slopes of seamounts and uplifts of all areas of the World Ocean. Their position and terrain features indicate an important role of vertical block movements in the formation of the Earth's crust and confirm fault-block structure of the lithosphere of the Earth. The widely disseminated of abrasion terraces and planation surfaces on the the slopes of seamounts and uplifts in all areas of the World Ocean indicates the important role of vertical tectonic movements in the formation of the Earth's crust and confirms a fault-block structure of the lithosphere of the Earth. Common.

Key words: abrasion terraces, blocks, morpholitogenes, vertical tectonic movements.

**More
Books!** 



yes
I want morebooks!

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн – в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов! окружающей среде благодаря технологии Печати-на-Заказ.

Покупайте Ваши книги на
www.more-books.ru

Buy your books fast and straightforward online - at one of the world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at
www.get-morebooks.com

