

УДК 551.462

Г. В. АГАПОВА, Д. Е. ГЕРШАНОВИЧ, Б. Н. КОТЕНЕВ,
Н. И. ЛАРИНА, Г. Б. УДИНЦЕВ

ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОДВОДНЫХ ГОР

По геолого-геофизическим признакам выделено три основных типа гор: вулканические, вулкано-тектонические и тектонические. Дана характеристика каждого типа и рассмотрены особенности распределения по основным океаническим структурам.

В существующих в настоящее время классификациях подводных гор обычно выделяют тектонические и вулканические горы, а среди последних различают по их геофизическим характеристикам несколько разновидностей (Ильин, 1976; Литвин, Руденко, 1973; Menzel, 1971; Городницкий, Ушаков, 1976).

В данной работе предпринята попытка генетической классификации подводных гор — изолированных поднятий с высотой более 1000 м и анализа основных особенностей их распространения. В качестве ведущих признаков для генетической классификации взяты геологические и тектонические особенности строения гор. Морфология и морфометрия используются как второстепенные признаки, так как не всегда однозначно сопоставимы с геологической природой гор. Только лишь по морфологическим признакам горы подразделяются на конические, глыбовые, куполообразные, грядовые. Они также различаются по строению вершин: островерхие (с одним или несколькими пиками), куполообразные и плосковершинные — тайоты, образовавшиеся за счет абразии или аккумуляции осадков либо за счет того и другого факторов совместно. Форма гор и их вершин является необходимым, но недостаточным признаком для генетической классификации. Только при анализе молодых вулканических построек, вершины которых слабо изменены экзогенными процессами, можно более или менее определенно говорить о генезисе гор. В основном же рельеф вершин и осадки, лежащие на них, несут информацию о вертикальных движениях и воздействии экзогенных факторов.

Различают горы и по высоте. Выделяют низкие горы высотой 1—2 км, средние — 2—3 км и высокие — более 3 км. Представляется логичным при делении гор по морфометрическим признакам использовать также более полный показатель — объем гор. По размерности мы предлагаем различать среди гор мелкие, с объемом менее 300 км³, средние — от 300 до 3000 км³ и крупные — более 3000 км³.

Используя геологическое и тектоническое строение гор в качестве основных признаков, а морфологические и геофизические характеристики в качестве дополнительных, мы выделяем следующие генетические типы гор: вулканические, вулкано-тектонические, тектонические.

Необходимо подчеркнуть, что только раздельный анализ строения и развития этих генетических типов гор позволит понять особенности развития океанической литосферы.

Для каждого из выделенных генетических типов характерны преобладающие морфологические черты: среди вулканических гор можно от-

метить гряды (Эррор), а также хребты и массивы, образовавшиеся при слипании нескольких вулканов центрального типа (Магеллановы горы). Точно так же среди вулcano-тектонических гор могут быть и куполообразные и глыбовые (вулканические, увенчанные шапкой осадков), а среди тектонических — конусообразные (Опорто и Виго — к западу от Португалии).

В Мировом океане общее число вулканических гор составляет около 6—7 тыс., вулcano-тектонических гор трех или четырех разновидностей — около 3—4 тыс., тектонических гор — менее сотни.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГОРЫ

Вулканические горы наиболее распространены в Мировом океане, но в разных его частях неодинаково. Так, в Тихом океане они составляют около 80—90% общего числа гор, в Атлантическом и Индийском — около 40%. Следовательно, особенности распределения вулканических гор еще раз подчеркивают своеобразие и исключительность строения литосферы и мантии Тихоокеанского сектора земного шара.

Большая часть вулканических гор в настоящее время не активна, хотя известны и действующие вулканы (Johnson, 1970; Malahoff, Wool-lard, 1968; Кленова, Лавров, 1975), особенно многочисленные в островных дугах (Горшков, 1977).

Наиболее простое морфологическое строение имеют мелкие вулканы центрального типа и трещинные. Для них характерны ровные склоны, пикообразные вершины и размеры основания менее 10—15 миль. Очень редки среди них гайоты, например гайот Малый Метеор. Рельеф средних и особенно крупных вулканов более сложный. В плане они имеют округлую или эллиптическую форму, реже в виде длинного эллипса (гайот Хорайзн). Размеры их оснований меняются в среднем от 10 до 50 миль. Для большинства из них характерны крутые склоны (10—15°), иногда достигающие в верхней части крутизны до 30—40°. Визуальными наблюдениями на некоторых горах установлены вертикальные базальтовые уступы до 100 м высотой — гора Биэр, Новоанглийские горы (Emery, Uchupi, 1972). Наиболее крупные вулканы окружены своеобразными шлейфами с крутизной поверхности менее 3°, постепенно переходящими в дно океана. Г. У. Менард (1966) объясняет такие шлейфы у отдельных вулканов и вулканических хребтов излияниями жидких базальтовых лав через трещины в нижней части склонов. В том случае, когда горы расположены в зоне активных глубинных течений, вдоль подошвы их наблюдаются небольшие депрессии и рвы эрозионного происхождения.

Привершинные склоны высоких гор, поднимающихся близко к поверхности океана, бывают террасированы в результате колебаний уровня океана (Budinger, 1967; Schwartz, 1972). Ступени на более глубоких склонах связывают также с особенностями излияния базальтов (Nayudu, 1962; Lonsdale et al., 1970). По строению вершин различают горы без кальдер, с кальдерами (например, гора Юнион, Безлунные горы), гайоты и атоллы. Развитие кальдер Г. У. Менард (1962) связывает с особенностями формирования вулканов. В островных дугах нередко развиты гигантские кальдеры типа депрессий (Алеутская дуга).

Вершины гайотов формируются обычно в результате денудационных или аккумулятивных процессов. Когда аккумуляция происходит за счет коралловых построек, формируются атоллы. При накоплении пелагических осадков вершины гор приобретают шлемовидный облик. Высказана точка зрения (Tazieff, 1972), что вулканические горы могут иметь плоскую вершину в ходе извержения на больших глубинах.

Многими исследователями рассмотрены закономерности распределения подводных гор как по отдельным океанам, так и по Мировому

океану в целом (Ильин, 1976; Канаев, Турко, 1976; Кленова, Лавров, 1975; Ларина, 1975; Менард, 1966; Удинцев, 1972; Menzel, 1971; Агапова и др., 1977). Можно говорить о следующих основных типах распределения вулканических гор: линейном, ареальном, гнездовом, кольцевом, спорадическом.

Наиболее распространен линейный тип, характеризующийся распределением гор вдоль узких зон, связанных с крупными разломами, обширными линейными сводовыми поднятиями, вулканическими хребтами, островными дугами. Для разломов, пересекающих глубоководные котловины и не выраженных в рельефе дна поднятиями или сводами, характерны цепи гор, в которых вулканы могут отстоять друг от друга на десятки миль. Примером такого типа распределения служат Новоанглийские горы (Emery, Uchupi, 1972). Вдоль крупных линеаментов нередко наблюдаются горы-вулканы, отстоящие друг от друга на сотни миль, например вдоль Камерунского разлома. Цепи из вулканических гор формируются на сводовых поднятиях и вулканических хребтах лежа и в островных дугах. Здесь основания гор часто соприкасаются друг с другом, образуя единый выположенный цоколь. Примером могут служить цепи Императорского и Гавайского хребтов, островов Лайн, внутренние хребты островных дуг, монолитных вулканических хребтов Северо-Бразильского и Восточно-Индийского.

Ареальный (площадной) тип распределения характерен в основном для Тихого океана. На валах и котловинах в западной и центральной областях океана на площади 18,8 млн. км² сосредоточено 2700 вулканов, т. е. около 37% всех вулканических гор. При этом плотность распределения на поднятиях и в котловинах почти одинакова. Значительно больше гор к западу от Калифорнии, где Г. У. Менард (1966) на площади 1,4 млн. км² насчитал около 1000 гор.

При гнездовом типе два-три или большее число вулканов группируются на едином цоколе размером от 40 до 100 миль. Обычно гнездовой тип приурочен к крупным линейным вулканическим образованиям, где связан с местами пересечения разнонаправленных разломов. Примерами таких гнезд могут служить горы Маннинг в цепи Новой Англии, горы Углового поднятия, некоторые гнезда на Гавайском хребте (Гершанович, 1977). Такие крупные горы, как Грейт-Метеор, Лена, Обь, по-видимому, образованы при слиянии вулканов в пределах гнезда в единую гору.

Кольцевое расположение вулканов характерно для северной части желоба Роккол, где они отстоят друг от друга на десятки миль и не имеют общего цоколя. В дугах кольцевых структур западнее Иберийского п-ова и северо-западнее Африки вулканы венчают почти непрерывные дуговые или круговые поднятия — цоколи, которые окаймляют глубоководные равнины с уровнем дна глубже окружающих котловин. Для строения этих котловин характерно аномальное строение земной коры и мантии (Uchupi et al., 1976).

Спорадически развитые горы типичны для дна котловин (Агапова, Удинцев, 1973), отдельных поднятий и срединных хребтов. Среди них преобладают мелкие горы, но встречаются и отдельно стоящие крупные вулканы (гора Титова, гайот Макарова в Тихом океане). Имеются котловины, где вулканы почти отсутствуют. Такова Аргентинская котловина, некоторые котловины окраинных морей (Берингова, Охотского). До сих пор еще не решен вопрос о количестве вулканов в Мировом океане. Многие районы океана изучены слабо, а в тех, которые исследованы достаточно, обнаружены не все мелкие горы. По предварительным данным (Ларина, 1975; Литвин, Руденко, 1973; Канаев, Турко, 1976) всего в Мировом океане около 6500 вулканических гор: в Тихом — 4500, в Атлантическом — 1000, в Индийском — около 500, в Северном Ледови-

том — менее 500. Большая часть этих вулканов представлена мелкими и средними горами. Крупные составляют менее 20%.

Особенности распределения вулканов по морфоструктурным зонам и отдельным структурам рассматривались в литературе неоднократно (Гершанович и др., 1977; Городницкий, 1975; Конохов, 1974; Литвин, Руденко, 1973; Ларина, 1975; Менард, 1966; Деменницкая, Городницкий, 1976, и др.), но пока отсутствуют сравнительные данные, которые позволили бы осветить этот вопрос достаточно полно.

Геологическое строение и возраст вулканических гор. В настоящее время об их геологическом строении можно судить по образцам коренных пород, полученным при драгировании и бурении, геофизическим данным, по морфологии и фотографиям дна. По морфологии большинство вулканических гор конического типа сопоставимы с щитовыми вулканами суши.

Изучение коренных пород, полученных при драгировании и бурении, показало, что в зависимости от тектонического положения вулканические горы могут различаться и по составу лав. Анализируя данные о составе лав и тектоническом строении мелких вулканов центрального типа, Р. Батиза (Batiza, 1977) установил, что горы, расположенные в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (СОХ), с возрастом верхней части слоя 2 менее чем 5—10 млн. лет сложены толеитовыми или толеитовыми и щелочными базальтами или, наконец, толеитовыми дифференциатами базальтовых лав (исландиты). Горы на флангах, где возраст верхней части слоя 2 более 20 млн. лет, сложены с поверхности более щелочными базальтовыми лавами. При этом он отметил, что нет каких-либо различий между строением мелких гор на границах отдельных литосферных плит, близ крупных разломных зон, или внутриплитовых гор, не связанных с крупными разломами. Сходное геологическое строение имеют средние и крупные вулканические горы. П. Е. Бейкер (Baker, 1973), обобщив данные по островам и вулканам Южной Атлантики, пришел к выводу, что среди них могут быть выделены три основные группы. Одна связана с рифтовой зоной, где возраст вулканов плиоцен-голоценовый, а в их строении принимают участие толеитовые и слабощелочные базальты. Другая группа типична для флангов и прилегающих частей котловин, где возраст вулканов миоцен-плиоценовый, а в строении вулканов принимают участие умеренно-щелочные и оливиновые базальты с подчиненным значением трахитовых и андезитовых лав. В приматериковых частях котловин вулканические острова сложены щелочными и сильно щелочными лавами базальтовой магмы (в основном лимбургитами, переходящими в плагиоклаз и содержащими базаниты). Высокие средние концентрации Sr, Ti, P, общего Na+K отличает их от анкармит-щелочных базальтовых — трахитовых серий большинства океанических вулканов (Gunn, Watkins, 1976).

Данные драгирования и бурения центрально-тихоокеанских вулканических гор, в частности гайота Хорайзн, показали, что они сложены базальтами более щелочными, чем толеитовые базальты рифтовых зон срединно-океанических хребтов (Menzel et al., 1971).

Эти изменения в составе лав, участвующих в строении верхних частей вулканов, с удалением от молодой рифтовой зоны связывают с тем, что магматические очаги располагаются на более значительных глубинах. Так, под рифтовой зоной их глубина несколько км, на флангах — 30—40 км, в котловинах у континентальных окраин — 100—120 км (Baker, 1973).

За андезитовой линией, на островных дугах и в междугорных бассейнах, вулканы сложены андезитами и пирокластами (Святловский, 1975).

Гравитационные и магнитные поля над вулканами не всегда интерпретируются в геологическом отношении однозначно (Удинцев и др., 1972; Городницкий, 1975; Menzel, 1971). За андезитовой линией в океа-

не горы обычно имеют большие максимумы аномалий Фая и небольшие аномалии в редукции Буге (первые десятки *мгал*). Гравитационные данные указывают на прогибание поверхности Мохо под крупными горами (Menzel, 1971). Магнитные аномалии могут достигать над горами значений 500—1000 *гамм* и более. Максимальные значения аномалий наблюдаются над горами, связанными с крупными разломами. По аналогии с хорошо изученными вулканами Гавайских островов можно полагать, что высокие аномалии связаны с внедрениями крупных интрузивных тел. Вулканам островных дуг присущи отрицательные аномалии Буге, а для действующих вулканов — высокие значения теплового потока (Городницкий, 1975; Горшков, 1977).

Интересные данные о механизме формирования крупных вулканов в океане были получены в последние годы при исследовании по методу К. Аки трехразмерной телесейсмоструктуры молодого активного щитового вулкана Килауэ на о. Гавайи.

Установлено, что частичное плавление мантии на глубине около 60 *км* дает толеитовую магму, которая не доходит нескольких *км* до вершины и аккумулируется для извержения. Получены доказательства, что большие концентрации магмы отсутствуют до глубин 40 *км*. Отмечено, что под вулканами рифтовых склонов мантия имеет аномальное строение и граница Мохо поднимается здесь до 10—12 *км*. Все эти данные показывают, что вулканы отражают в рельефе дна не особенности проницаемости океанической земной коры, а структуры мантии — скорее всего ее астеносферного слоя. Последние и создают зоны высокой проницаемости земной коры. Несомненна связь этих структур мантии с глубинными разломами и местами их пересечения (Гершанович и др., 1977). Это доказывают особенности распределения вулканических групп в пределах Императорского и Гавайского хребтов.

Такие данные о вулканах позволяют провести геотектоническую интерпретацию основных типов распределения вулканических гор. Так, ареальный (площадной) тип распределения в котловинах, по-видимому, связан с огромными по площади подъемами астеносферного слоя мантии. Как уже отмечалось, они характерны только для Тихого океана. Из линейных типов распределения вулканов резко различны по характеру вулканических процессов подъемы мантии на гребне СОХ, на флангах и в котловинах. В первом случае при неглубоком залегании мантии и неглубоких магматических очагах формируются только малые по объему вулканы центрального типа, при этом они крайне редки. Крупные же вулканы здесь образуются только в специфических геотектонических условиях (Van Andel, 1973).

На флангах и в глубоководных котловинах крупные и средние вулканы образуются, видимо, за счет глубоких магматических очагов, как это было показано на примере вулкана Килауэ. Здесь подъем астеносферного слоя мантии к поверхности дна имеет скорее всего совершенно другой характер. Полагают, что он обусловлен прохождением литосферы над так называемыми мантийными горячими точками (Wilson, 1963). За счет теплового потока из мантии происходит испускание верхней мантии и коры, что приводит к растрескиванию последней и излияниям лавы. По мере движения литосферы образуются все более молодые вулканы. Если направление движения не меняется, то формируются прямолинейные хребты или цепи вулканов, при смене направления образуются коленообразные структуры. Подобные структуры известны во всех океанах. Насколько верна эта гипотеза, пока судить трудно, однако данные о возрасте вулканических гор и особенностях их распределения, на наш взгляд, не всегда подтверждают эту гипотезу.

Сведений о возрасте вулканов мористее андезитовой линии сравнительно немного. При этом, как правило, датированы лишь лавы, слагающие вершины гор, т. е. характеризующие заключительные этапы вулка-

низма. Многие исследователи вслед за Г. У. Менардом полагают, что начало формирования вулканов связано с временем образования океанической коры в зоне гребня СОХ. По мере удаления от нее вулканы надстраиваются, пока существуют магматические очаги (Menzel, 1971). Как уже отмечалось выше, гипотеза горячих точек предполагает практически непрерывный вулканизм центрального типа в Мировом океане, поскольку движение плит происходит все время.

О периоде, необходимом для формирования подводных вулканов, среди исследователей нет единого мнения. Оценки колеблются от нескольких млн. лет до 100 млн. лет (Batiza, 1977). Как известно, на суше вулканы формируются за период до 50 млн. лет (Святловский, 1975). Однако наблюдения за современными подводными вулканами указывают на очень большие скорости их роста. Так, по данным французского океанографического судна «Кориолис», подводный вулкан Макдональд (в районе островов Табуаи) за три месяца (с декабря 1977 по март 1978 г.) вырос на 460 м. При таких скоростях извержения для формирования подводных вулканов необходимо менее 10 млн. лет. Если принять эту цифры, то во многих районах разрыв между возрастом вершин вулканов и возрастом океанического слоя 2 будет превышать 50—80 млн. лет. В качестве таких примеров можно привести также гору Грейт-Метеор, о. Петра I и мн. др.

Все это, а также анализ данных о возрасте вулканических гор говорит о том, что горы формировались в определенные периоды вулканической активности. Так, многие области океана, где океанический слой 2 был сформирован к концу позднего мела, явились ареной площадного и линейного вулканизма центрального типа. Возраст этих гор позднемеловой. Заключительные этапы вулканизма отмечены широко распространенными пепловыми горизонтами в глубоководных котловинах, например близ гор Новой Англии и Углового поднятия, в западной и центральной областях Тихого океана, где развиты средне- и позднемеловые горы (Hamilton, 1956; Dymond, Windom, 1968; Heezen et al., 1979). В восточной Атлантике, где датированы многие подводные горы, основная фаза вулканизма связана с миоценом. Широко развиты кайнозойские вулканы в Тихом океане, при этом здесь наряду с миоценовыми широко распространены эоценовые (Dalrymple, Clague, 1976; Standart, 1961; Clague, Dalrymple, 1973; Brodie, 1965).

В плиоцене — голоцене мелкие и некоторые крупные вулканы формировались в рифтовой зоне СОХ. Особенно активный вулканизм центрального типа был связан с узловыми точками СОХ, в местах его бифуркации или заложения новых ветвей типа Галапагосского рифта. В котловинах вулканизм был ограничен отдельными действующими (живыми) линейными типами Камерунского. Особенно интенсивный вулканизм этого времени был связан с островными дугами. Таким образом, можно говорить о пространственной миграции вулканизма. Так, в районах развития позднемеловых и миоценовых вулканов не проявлялись более поздние фазы вулканизма. Наряду с этим можно выделить в океане своеобразные устойчивые районы (точки) вулканизма, в пределах которых вулканизм проявлялся во все фазы начиная с позднемелового или палеогенового времени. Таковы узловые районы СОХ типа Исландии, отдельные приконтинентальные вулканические районы типа Канарских островов. Наконец, третий тип вулканизма — мигрирующий в пределах линейных структур, о котором говорилось выше.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГОРЫ

Как показали полигонные съемки, в пределах рифтовой зоны СОХ вулканические горы высотой более 1000 м крайне редки. Преобладают горы, которые по морфологии и геологическому строению резко отличны

от типичных вулканических гор. Все это заставляет выделять их как самостоятельный генетический тип. При этом можно выделить среди вулканотектонических гор несколько генетических разновидностей.

Наиболее многочисленны в Мировом океане (после подводных вулканов) горы, сформированные в ходе развития рифтовой зоны СОХ, особенно там, где есть рифтовая долина. Для них характерны сравнительно небольшие относительные высоты (до 1000—2000 м) при размерах основания от 5—10 до 20—40 миль. Они вытянуты вдоль хребта и разделены узкими депрессиями, вытянутыми вдоль или поперек оси СОХ. По простиранию эти горы, а также холмы с высотой менее 1000 м, которых в несколько раз больше, чем гор, образуют почти непрерывные гряды. В этих цепях каждая гора или холм сдвинуты друг относительно друга на несколько миль (Johnson, 1973).

Весьма своеобразна морфология гор. Их вершины неровны, осложнены разнообразными пиками и куполами. Склоны в верхних частях гор имеют крутизну 5—6°, характерную для мелких щитовых вулканов исландского типа. В нижней части склоны круче 30°, а местами до 60—70°, ступенчаты, с обратным наклоном ступеней. Эта морфология довольно точно отражает геологическое строение и генезис этих гор. Вершинные части гор сложены в основном толентовыми базальтами, а их нижние части — базальтами и интрузивными породами. При визуальных наблюдениях местами отмечены зеркала скольжения. Следовательно, современный облик этих гор связан со сбросовыми дифференцированными движениями. В силу этого большинство исследователей рассматривает их как горстово-вулканические образования. Среди них выделяются горы, параллельные оси срединно-океанических хребтов и косого простирания. Относительные высоты и размеры гор различны.

Весьма своеобразны их геофизические характеристики: линейные магнитные аномалии и низкие значения аномалий Буге (Городницкий, 1975). Последние свидетельствуют об отсутствии корней под этими горами. В рифтовой зоне возраст гор плиоценовый, на флангах соответствует времени образования слоя 2.

В Атлантическом океане, судя по полигонным исследованиям, этих гор около 1500. Не меньше их в Индийском и Тихом океанах, вместе взятых. Другая группа вулканотектонических гор связана с хребтами — протрузиями ультраосновных пород, развитых вдоль трансформных и косых (типа желоба Кинга) разломов, пересекающих СОХ в пределах Атлантического и Индийского океанов. В Тихом океане, в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, таких хребтов нет (Bonatti et al., 1971). Хребты представляют собой узкие (около 30 миль в основании) поднятия с высотой относительно дна желобов до 3—5 км. Отдельные горы, как о. Св. Павла, поднимаются до уровня моря. Встречаются гайоты с шапкой осадочных мелководных пород: песчаников, фосфоритов и др. Но большинство гор в пределах этих хребтов имеет пикообразные вершины. В строении гор принимают участие базальты, а в основании — ультраосновные породы, местами последние слагают горы почти целиком (как на о. Св. Павла). Этой разновидности гор можно дать название офиолитовых. Их возраст позднемиоценовой — эоценовой (Laughton et al., 1975). Другая группа гор вулканотектонического генезиса связана с активными границами между отдельными котловинами. Таковы горы в активной части Восточно-Азорского разлома (Laughton et al., 1975; Uchupi et al., 1976). Трудно судить о том, насколько самостоятельны в генетическом отношении горы, входящие в состав кольцевых и дуговых структур, — типа Хорсшу, Зеленого Мыса, горы Торо и др. в пределах Восточной Атлантики.

Количество гор последних двух разновидностей не превышает в Мировом океане несколько сотен.

В формировании этого типа гор процессы вулканизма на стадии их образования не играли существенной роли. Это не исключает участия вулканогенных пород в их строении на более ранних этапах образования земной коры. В отличие от только что рассмотренных гор для них не установлены какие-либо прямые связи между морфологией и геофизическими характеристиками. Так, им не присущи магнитные аномалии, подчеркивающие морфологическое строение гор. В настоящее время среди них можно выделить несколько генетических разновидностей.

В периферийных частях глубоководных котловин на границе с пассивными окраинами и в пределах последних на материковом склоне развиты глыбовые поднятия, трапециевидные или куполовидные в плане. Для них характерны значительные размеры (банки Флемиш-Кап, Галисия, холм Орфан), хотя встречаются и небольшие конусовидные горы Порто, Виго. Земная кора в их пределах имеет континентальную природу. В строении гор наряду с породами фундамента принимают участие осадочные мелководные и глубоководные комплексы. Предложены три механизма их образования: они рассматриваются как погруженные континентальные горы; горы, образованные при вертикальных движениях в зоне древнего шельфа; горы, сформированные при горизонтальных движениях за счет процессов спрединга. Возраст этих гор, видимо, совпадает со временем формирования подводных окраин. В общем они древнее большинства вулканических гор в прилегающих котловинах.

Другая разновидность тектонических гор связана с процессами взаимодействия крупных блоков литосферы в пределах океанического дна, а также с разнообразными неотектоническими движениями в пределах океанических котловин и на флангах СОХ. Так, островные дуги являются наиболее яркими примерами таких гор. Аналогичный генезис имеют предостровные поднятия типа Барбадосского хребта (Peter, 1976). Горы хребта Шарко в Бискайском заливе, возможно, отражают кайнозойские тектонические движения, связанные с процессами взаимодействия океанических и материковых блоков литосферы. В последние годы на флангах СОХ обнаружены интересные неотектонические образования — сбросовые уступы, не совпадающие с простираемостью структур СОХ. Не исключено обнаружение гор такого типа как в пределах СОХ, так и в котловинах. Пока не ясен генезис крупных сводообразных гор типа Арморикан в Бискайском заливе.

Кроме этих основных типов гор существуют, безусловно, и другие генетические образования. Так, можно говорить о горах экзогенных, например рифовых постройках в районе Большого Барьерного и других рифов у Австралии. Однако количество таких гор весьма незначительно.

ВЫВОДЫ

Исследования подводных гор показывают сложность их строения и разнообразие видов. Горы встречены на структурах всех типов и возрастов. Следовательно, формировались они на протяжении всей истории океанов. Мы попытались наметить лишь основные типы, закономерно связанные с основными океаническими структурами и их развитием во времени и пространстве.

Три выделенных типа гор подчеркивают подразделение океанов на крупнейшие тектонические провинции: 1) переходную зону между континентами и океанами в виде активных окраин с типичными для них островными дугами и вулканическими горами, пассивных окраин с реликтами континентальной коры и типичными для них тектоническими горами; 2) срединно-вулканические хребты с присущими им тектоно-вулканическими горами; 3) океанические плиты с преобладанием вулканических гор.

- Агапова Г. В., Удинцев Г. Б. Зоны дробления рельефа дна в Северо-Западной котловине Тихого океана. «Геоморфология», № 2, 1973.
- Агапова Г. В., Гершанович Д. Е., Зарихин И. П., Котенев Б. Н., Ларина Н. И., Турко Н. Н., Удинцев Г. Б. Геоморфология и особенности распределения подводных гор в Мировом океане. Первый съезд советских океанологов. «Тез. докл., вып. III. Геология морей и океанов». М., «Наука», 1977.
- Гершанович Д. Е., Конюхов А. И., Лисицын А. П. Основные черты геоморфологии Императорского и Гавайского хребтов. «Тр. ВНИРО», т. СХІХ, 1977.
- Городницкий А. М., Ушаков С. А. Геофизическое изучение подводных вулканов. В сб. «Вулканизм и геодинамика». М., «Наука», 1976.
- Городницкий А. М. О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами. «Океанология», т. XV, вып. 1, 1975.
- Горишков А. П. Региональный тепловой поток Курильской островной гряды и возможности выявления активных подводных вулканов. «Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР», № 41, т. 3—4, 1977.
- Деменичкая Р. М., Городницкий А. М. Проблемы изучения подводных гор. В сб. «Геофизические методы разведки в Арктике», вып. 10. Л., ЦНИИГА, 1976.
- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., «Наука», 1976.
- Канаев В. Ф., Турко Н. Н. Подводные горы, долины и расчлененность дна. «Геолого-геофизический атлас Индийского океана», М., ГУГК, 1976.
- Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М., «Наука», 1975.
- Конюхов А. И. К геоморфологии подводных гор в Тихом океане. «Тр. ВНИРО», т. ХСVIII, 1974.
- Ларина Н. И. Горы Тихого океана. «Океанология», т. XV, вып. 1, 1975.
- Литвин В. М., Руденко М. В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. «Докл. АН СССР», т. 213, № 4, 1973.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Святловский А. Е. Региональная вулканология. М., «Наука», 1975.
- Baker P. E. Islands of the South Atlantic in the ocean basins and margins: The South Atlantic, v. 1, N. Y., Plenum Publ. Corp., 1973.
- Batiza R. Age, volume, composition, and spatial Relations of small isolated oceanic central volcanoes. «Marine geology», v. 24, No. 1, 1977.
- Bonatti E., Honorez J. Monspreiding crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge. «Science», v. 174, No. 4016, 1971.
- Brodie J. W. Capricorn seamount South-West Pacific Ocean. «Trans. Royal. Soc. N.—Z., Geology», v. 3, No. 10, 1965.
- Budinger T. F. Cobb seamount. «Deep — Sea Res.», v. 14, No. 2, 1967.
- Clague D. A., Dalrymple G. B. Age of Koko seamount. Imperor seamount chain. «Earth and Planet Sci. Lett.», v. 17, No. 2, 1973.
- Dalrymple G. B., Clague D. A. Age of the Hawaiian — Imperor bend. «Earth and Planet. Sci. Lett.», v. 31, 1976.
- Dymond J., Windom H. Cretaceous K-Ar age from Pacific Ocean Seamounts. «Earth and Planet. Sci. Lett.», No. 1, 1968.
- Emery K. O., Uchupi E. Western North Atlantic ocean: Topography Rock, Water, Structure, Life, and Sediments. «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir», v. 17, 1972.
- Gunn B. M., Watkins N. D. Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Noronha. «Geol. Soc. Amer. Bull.», v. 87, No. 8, 1976.
- Hamilton E. L. Sunken Islands of the Mid-Pacific mountains. «Memoir. Geol. Soc. Amer.», 1956.
- Heezen B. C., Matthews I. L., Catalana R., Natland I., Coogan A., Tharp M., Rawson M. Western Pacific Guyots. DSDP, Leg. v. 20, 1973.
- Johnson R. H. Active submarine volcanism in the Austral Islands. «Science», v. 167, No. 3920, 1970.
- Johnson G. L., Vogt P. R. Mid-Atlantic Ridge from 47° to 51° N. «Geol. Soc. Amer. Bull.», v. 84, No. 10, 1973.
- Jones E. J. W., Ramsay A. T. S., Preston N. J., Smith D. C. S. A cretaceous guyot in the Rockall Trough. «Nature», v. 251, No. 5471, 1974.
- Kanaev V. F., Turko N. N. Morphology and volcanism of the Indian Ocean Floor. Volcanoes and Tectonosphere. Edited by Hitoshi Aoki and Susumu Iizuka, Tokai Univ. Press, 1976.
- Karig D. C., Geterson M. N., Shor G. G. Sediment-capped guyots in the Mid-Pacific Mountains. «Deep-Sea Res.», v. 17, No. 2, 1970.
- Laughton A. S., Roberts D. G., Graves L. Bathymetry of the northeast Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to Southwest Europe. «Deep-Sea Res.», v. 22, No. 12, 1975.
- Laughton A. S., Rusby J. S. M. Longrange Sonar and photographic studies of the median valley in the Famous area of Mid-Atlantic Ridge, near 37° N. «Deep-Sea Res.», v. 22, No. 2, 1975.
- Lonsdale P., Normark W. R., Newman W. A. Sedimentation and Erosion on Horizon Guyot. «Geol. Soc. Amer. Bull.», v. 83, No. 2, 1970.

- Malahoff A., Woollard G. P.* The crust and upper mantle of the Pacific area. «Geophys. Monogr.», v. 12, 1968.
- Menzel H.* Tiefeekuppen. «Zeitschrift für Geophys.», v. 37, 1971.
- Nayudu J. R.* A new hypothesis for origin of guyots and seamount terraces. Crust of the Pacific Basin. «Geophys. Monograph.», v. 6, 1962.
- Peter G., Westbrook G. K.* Tectonic of South Western North Atlantic and Barbados Ridge Complex. AAPG, Bull., v. 60, No. 7, 1976.
- Shwartz M. L.* Seamounts as Sea-Level Indicators. «Geol. Soc. Amer. Bull.», v. 83, No. 10, 1972.
- Standart J. C.* Submarine geology of the Tasman Sea. «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 72, No. 12, 1961.
- Tazieff H.* Volcans et la derivate des continents. «Press. Univ. de France», 1972.
- Tasieff H.* The Afar triangle. «Science Amer.», v. 222, No. 2, 1970.
- Uchupi E., Emery K. O., Bowin C. O., Phyllips J. D.* Continental Margin of Western Africa: Senegal to Portugal. AAPG, Bull., v. 60, No. 5, 1976.
- Van Andel T. H., Rea D. K., Von Herzen R. P., Hoskins H.* A scension fracture zone. Ascension Island and the Mid-Atlantic Ridge. Geol. «Soc. Amer. Bull.», v. 84, 1973.
- Wilson J. T.* Pallern of uplifted islands in the main Pacific Ocean Basins. «Science», v. 139, No. 3555, 1963.

Институт физики Земли АН СССР
ВНИРО

Поступила в редакцию
13.VI.1978

MAIN GENETIC TYPES OF SEA MOUNTS

G. V. AGAPOVA, D. E. GERSHANOVICH, B. N. KOTENEV,
N. I. LARINA, G. B. UDINTSEV

Summary

Three main types of the sea mounts are identified on the basis of geological, geophysical and geomorphic features, i. e. volcanic, volcano-tectonic and tectonic sea mounts. Main features of each type are described and distribution according to main oceanic structures is shown.

Most widespread type are volcanic sea mounts, especially in the Pacific. Several kinds of distribution (in connection with tectonic structures) may be distinguished, i. e. linear, areal, cluster-like, annular and sporadic. The volcano-tectonic mounts are noted to be typical for mid-oceanic ridges and transform faults. Tectonic mounts are mostly spread over peripheral parts of oceans and seem to be result of vertical and horisontal movements. Sea mounts types and their distribution give evidence for tectonic unhomogeneity of the Earth's oceanic areas.