

551.462(261.6)

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ДНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ

Б. Н. Варечкин

За последнее десятилетие значительно расширился интерес к изучению геоморфологии приконтинентальных районов Юго-Западной Атлантики.

Еще сравнительно недавно все данные о геоморфологии этих районов можно было почерпнуть из довольно редких зарубежных работ (Koldewijn, 1958; Matthews, 1934; Nota, 1958 и др.), а также из некоторых сводных обобщений по морской геологии и геоморфологии (Буркар, 1953; Кинг, 1967; Махачек, 1961; Панов, 1963; Шепард, 1969; Heezen, Tharp, 1961). В результате новейших океанографических экспедиций в юго-западной части Атлантического океана был накоплен новый фактический материал, во многом расширяющий ранее известные данные (Авилов, Гершанович, 1967; Авилов, Захаров, 1972; Гершанович, Дмитриенко, 1972; Живаго, 1967; Ильин, 1968, 1969; Ильин, Лисицын, 1968; Просвиоров, Васильев, 1969). Появились важные сводные работы и карты (Атлас Антарктики, 1966; Затонский, 1964; Ильин, 1971; Физико-географический атлас мира, 1964).

Большое значение имели геофизические работы, выполненные американскими исследователями (Collete et al., 1969; Ludwig et al., 1968). Отдельные вопросы геоморфологии рассматриваются в работах F. Almeida (1960), отражающих результаты исследований в период Международного геофизического года, L. Butler (1970) и др. Частично геоморфологические проблемы приконтинентальных районов Юго-Западной Атлантики освещены в некоторых обобщающих геологических работах (Белоусов, 1968; Хаин, 1971; Harrington, 1962).

Говоря о приконтинентальных районах Юго-Западной Атлантики, мы остановились в основном на шельфе, материковом склоне и частично материковом подножьи вдоль южноамериканского континента. Как свидетельствуют геофизические данные, эти мегаформы океанического рельефа слагаются структурами, сформированными в пределах континентального и переходного типов земной коры (Ludwig et al., 1968). Их морфология наиболее подробно описана А. В. Ильиным (1968, 1969, 1971).

Атлантический шельф Южной Америки простирается с севера на юг более чем на 4300 миль, занимает площадь около 1,8 млн. км² и хорошо прослеживается на всем протяжении подводной окраины материка.

Более или менее широкий у берегов Венесуэлы, Гвианы и Северо-Восточной Бразилии шельф резко сужается в районе атлантического выступа Гвианско-Бразильского мегащита древней платформы. Он вновь расширяется к югу от 21° ю. ш., окаймляя побережье Южной Бразилии и Уругвая. Особенно большого развития атлантический шельф Южной Америки достигает южнее залива Рио-де-Ла-Плата у берегов Аргентины. Аргентинский или, как его иногда называют, Фолклендско-

Патагонский шельф является крупнейшим континентальным шельфом южного полушария. Южнее Фолклендских островов лишь Фолклендский каньон отделяет материковый шельф от Южно-Антильского порога, составляющего северную границу моря Скотия. Непосредственно вблизи о-ва Огненная Земля аргентинский шельф и крайняя западная часть порога сливаются и материковый склон континента прямо переходит в северный склон Южно-Антильской дуги.

Почти повсеместно на шельфе выделяются три основные зоны — прибрежная, центральная и внешняя, и только на узких участках шельфа у побережья Бразилии и в районе о-ва Огненная Земля отсутствует центральная шельфовая зона. Поверхность шельфа представляет собой равнину в основном с выровненным рельефом, имеющую небольшой уклон в сторону океана.

Характерной особенностью материкового шельфа Южной Америки является наличие на его внешнем крае уступа, который лучше всего прослеживается в северной и южной частях материка.

Значительные изменения ширины шельфа, глубины его внешнего края, а также наиболее крупные формы рельефа связаны в основном с геологическим строением прилегающей суши, поскольку в большинстве случаев шельф является непосредственным подводным продолжением материковых структурных элементов. Поэтому, учитывая морфологию и морфометрию шельфа и структурно-геологические особенности приатлантической части Южной Америки (Хаин, 1971), в пределах шельфа можно выделить семь районов: Гвианский, Амазонский, Центрально-Бразильский, Южно-Бразильско-Уругвайский, Северо-Аргентинский, Южно-Аргентинский и Огненной Земли (рис. 1).

Шельф довольно резко сменяется материковым склоном. Последний характеризуется сложным строением, расчлененным рельефом и существенными отличиями в морфологии отдельных районов. Вместе с тем районы, выделенные на шельфе, прослеживаются и на материковом склоне. Только в северной части подводной окраины материка, на основе имеющихся данных, двум шельфовым районам — Гвианскому и Амазонскому — соответствует единый район материкового склона — Гвианско-Амазонский.

В рельефе шельфа и материкового склона достаточно хорошо выражены формы, обязанные своим происхождением экзогенным процессам — морфоскульптура шельфа и материкового склона. Однако эти формы при районировании шельфа и материкового склона имеют меньшее значение и рассматриваются лишь попутно.

Гвианский район шельфа Южной Америки расположен от устья р. Ориноко до мыса Оранж и находится на продолжении Гвианского щита Южно-Американской древней платформы. Поверхность шельфа характеризуется выровненным рельефом и представляет собой слабоволнистую равнину с углом наклона, не превышающим 5'. Ширина шельфа 30—60 миль, внешний край его расположен на глубине 80—110 м и выделяется в основном четким перегибом к материковому склону.

На участке р. Ориноко — р. Эссеквибо на глубинах от 20 до 100 м наблюдается ряд террас, разделенных едва заметными уступами (Nota, 1958) (рис. 2). Кроме того, в этом районе, особенно на внешней зоне шельфа, имеются многочисленные банки высотой 4—5 м. По мнению Ф. Шепарда (1969), они являются, по-видимому, затопленными коралловыми рифами.

Выходы коренных пород, обнаруженные на внешнем крае шельфа, приурочены к отчетливо выраженному уступу, характерному для атлантической подводной окраины Южной Америки (рис. 3).

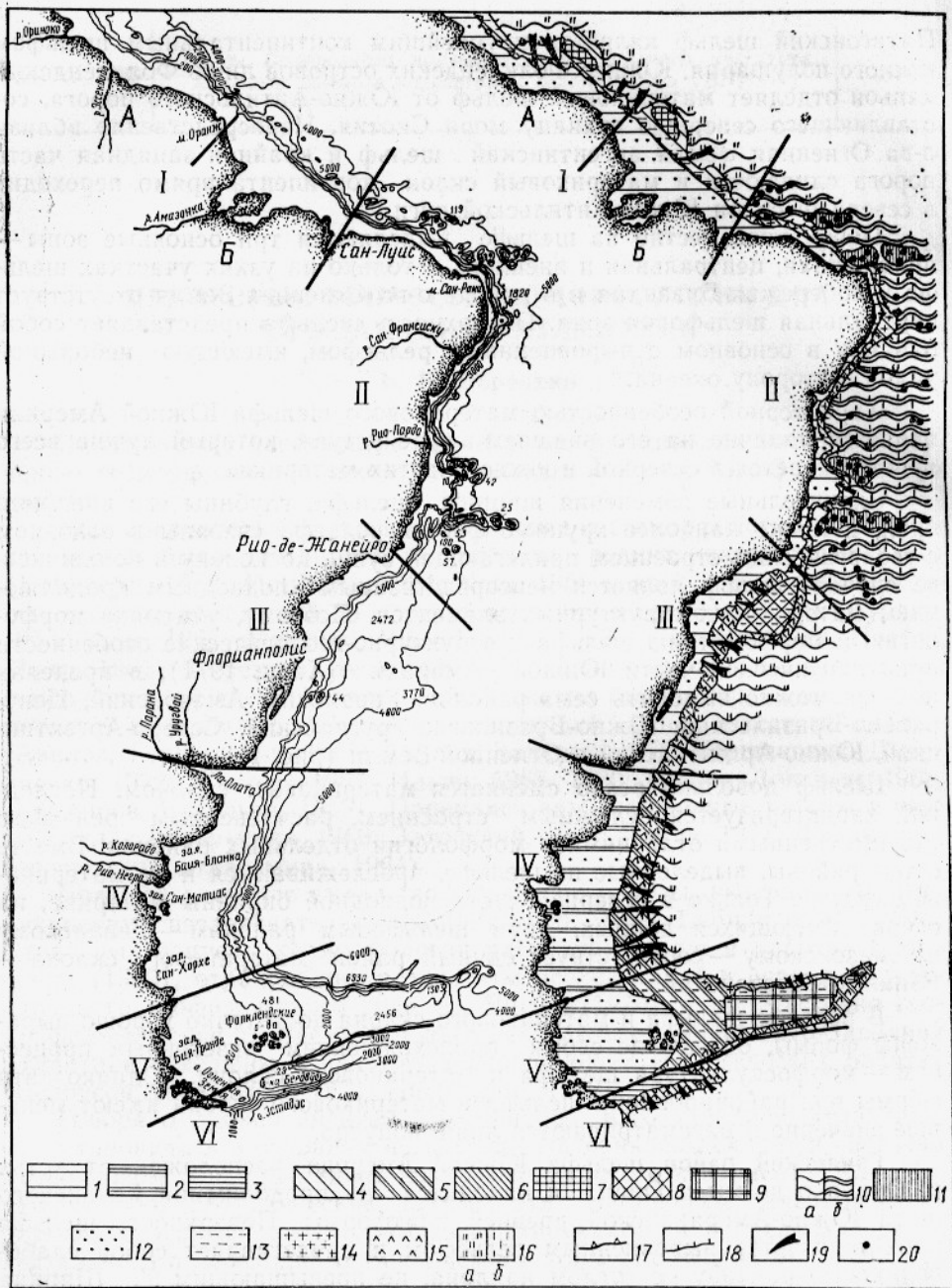


Рис. 1. Батиметрическая схема и геоморфологические районы приконтинентальной части Юго-Западной Атлантики.

Районы: I — Гвианско-Амазонский (А — Гвианский, Б — Амазонский); II — Центрально-Бразильский; III — Южно-Бразильско-Уругвайский; IV — Северо-Аргентинский; V — Южно-Аргентинский; VI — Огненной Земли.

Морфоструктура. Континентальная зона. Подводные продолжения на шельфе: 1 — Гвианско-Бразильского мегащита; 2 — Пампо-Патагонской плиты; 3 — кайнозойских складчатых структур. **Переходная зона.** Материковый склон: 4 — Гвианско-Бразильского мегащита; 5 — Пампо-Патагонской плиты; 6 — кайнозойских складчатых структур; 7 — плато Гвианско-Амазонского склона; 8 — краевое плато Рио-де-Жанейро; 9 — Фолклендское краевое плато. Материковое подножие: 10, а — с выровненным рельефом; 10, б — со сложным рельефом; 11 — вулканические хребты и массивы.

Морфоскульптура. Обусловленная волновыми процессами: 12 — абразивно-аккумулятивные поверхности; 13 — аккумулятивные поверхности; 14 — эрозионные поверхности; 15 — эрозионно-аккумулятивные поверхности; 16 — поверхности абиссальной аккумуляции (а — при обильном поступлении осадочного материала, б — при малом поступлении осадочного материала).

Дополнительные обозначения: 17 — внешний край материкового шельфа; 18 — подножие материкового склона; 19 — подводные долины и каньоны; 20 — вулканы.

Вследствие большого количества терригенного материала, выносимого р. Ориноко, на шельфе к югу от ее устья хорошо развиты подводные и надводные аккумулятивные формы: бары, острова, подводные валы (Nota, 1958).

Шельф Амазонского района является самым широким в северной части Южной Америки, максимума достигает у р. Амазонки — более



Рис. 2. Террасы на шельфе в районе дельты р. Ориноко (Viaje..., 1970)

160 миль. Значительное увеличение ширины шельфа, особенно против дельты р. Амазонки, объясняется тем, что этот район развит на продолжении синеклиз Амазонки и Маранья. Кроме того, расширение шельфа в незначительной степени обусловлено длительным накоплением выносаемого р. Амазонкой огромного количества терригенного материала, который «наращивал» континентальный край. Правда, как показали исследования ВНИРО на НПС «Академик Книпович» в 1969 г., убедительных доказательств эффективности этого процесса на шельфе

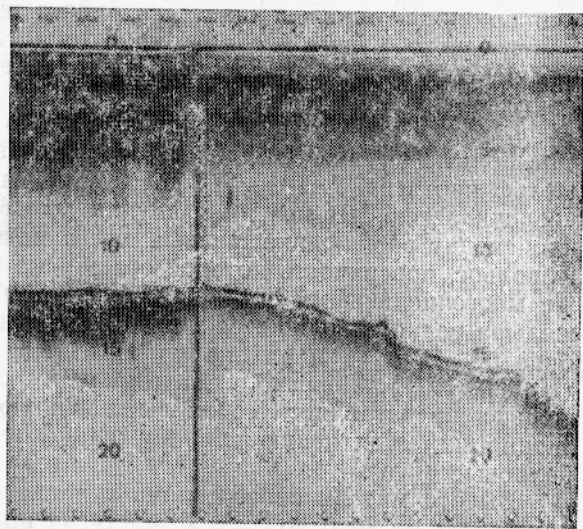


Рис. 3. Внешний край шельфа у побережья Гвианы в районе Парамариба.

в современных условиях найти не удалось (Viaje..., 1970). В большей степени такой процесс прослеживается на материковом склоне.

Внешний край шельфа находится на глубине около 70—100 м. Здесь, так же как и в Гвианском районе, на шельфе распространены плоские участки дна. Однако наблюдаются отдельные поднятия, являющиеся чаще всего реликтовыми коралловыми рифами (Шепард, 1969), а также аккумулятивные формы рельефа — банки, острова, гряды, сложенные поступающими из рек наносами. Кроме того, поверхность шельфа пересечена долинами, хорошо сохранившимися лишь на его внешнем крае.

Преобладание выровненных участков шельфа в Гвианском и Амазонском районах связано с существовавшей в этом месте длительной и интенсивной аккумуляцией, которая подтверждается сейсмическими исследованиями. Наличие же в настоящее время на шельфе коралловых рифов обусловлено, по-видимому, тем, что на участках, где они находятся, темп осадконакопления был недостаточным для захоронения этих

форм. Аккумуляция осадочного материала в районе, очевидно, протекает неравномерно и это увязывается с особенностями гидрологии прибрежных вод.

Как указывалось раньше, рассмотренным районам шельфа соответствует единый район материкового склона — **Гвианско-Амазонский**. Он характеризуется относительно малой крутизной (углы наклона около 2°), в основном вогнутой формой профиля и слабой расчлененностью. Ширина склона составляет в среднем 25—35 миль, и лишь вблизи рек Ориноко и Амазонки за счет ступеней, расположенных на глубинах 1500—2000 м, она увеличивается до 90—100 миль. К востоку от Белена на глубине 2000—2500 м выделяется третья ступень, но значительно меньших размеров, чем две первые. Поверхности этих ступеней имеют слабый наклон в сторону океана и осложнены небольшими поднятиями и впадинами.

Центрально-Бразильский район простирается от порта Сан-Луис на севере до широты Рио-де-Жанейро на юге. Большая часть района (южнее 3° ю. ш.) находится в пределах Восточно-Бразильского щита Южно-Американской древней платформы, что, видимо, является главной причиной образования здесь одного из самых узких шельфов Атлантического океана и самого крутого материкового склона. Аналогичная закономерность была подмечена ранее и для подводных окраин других материков.

Ширина шельфа, составляющая около 25 миль в северной части, еще больше уменьшается к югу от мыса Сан-Роки. Полосой 3—15 миль шельф протягивается до 21° ю. ш., далее ширина его вновь несколько увеличивается. Исключением служит участок южнее р. Рио-Пардо, где происходит расширение шельфа до 70 миль. Здесь расположена банка Аброльос, поверхность которой осложнена коралловыми рифами, а также многочисленными скальными выступами и грядами. Внешний край шельфа редко погружается ниже 100 м и находится в основном на глубине 50—70 м, а в районе р. Рио-Пардо поднимается даже до 30 м (Ильин, 1971). Перегиб к материковому склону четкий. Поверхность шельфа представляет собой выровненную, слабо расчлененную абразионно-аккумулятивную равнину, на которой местами встречаются коралловые рифы.

Высота материкового склона в пределах рассматриваемого района колеблется от 2000 до 3500 м, достигая на отдельных участках 4000 м; ширина его, как правило, 10—15 миль. Углы наклона склона 5 — 12° и даже 20° , форма профиля становится выпуклой. Материковый склон в районе Бразилии по своей крутизне и протяженности занимает одно из первых мест в мире (Шепард, 1969). Почти повсеместно на склоне наблюдаются крутые структурные уступы и узкие пологие ступени. Кроме того, на поверхности склона встречаются выступы, разделенные каньонообразными долинами (Ильин, 1971). Местами материковый склон пересекается каньонами, наиболее значительный из которых — каньон, расположенный против устья р. Сан-Франциско и являющийся как бы ее подводным продолжением.

Морфология склона у берегов Центральной Бразилии указывает на его сбросовый генезис, что также подтверждается структурно-геологическими особенностями приатлантической части Восточно-Бразильского щита в этом районе.

Южно-Бразильско-Уругвайский район расположен на подводном продолжении синеклизы Параны в южной части Гвианско-Бразильского мегащита (Хайн, 1971). Этим скорее всего можно объяснить изменения в ширине и морфологии шельфа и материкового склона южнее 23° ю. ш.

В районе Рио-де-Жанейро ширина шельфа достигает 80 миль. Далее на юг он тянется полосой 45—70 миль, вновь увеличиваясь у Мон-

тевидео до 90 миль. Одновременно внешний край опускается до глубины 140—180 м, а на отдельных участках даже до 200 м, сохраняя четкий перегиб к материковому склону. Поверхность шельфа осложнена поднятиями; большинство из них, особенно в северной части района, затопленные коралловые рифы. Помимо этого на шельфе Южной Бразилии и Уругвая были обнаружены диапировые структуры, гравиметрические исследования которых позволяют сделать вывод об их соленом сложении (Butler, 1970). В южной части района на шельфе наблюдаются множество разнообразных аккумулятивных форм, сложенных терригенным материалом, выносимым реками. В некоторых местах на внешнем крае шельфа обнаружены выходы полого залегающих коренных пород, представляющие собой, очевидно, продолжение пород прибрежной части шельфа (Ильин, 1971).

В районе Рио-де-Жанейро материковый склон резко меняет свою морфологию. Углы наклона, свойственные склону Центральной Бразилии, здесь значительно уменьшаются и на всем протяжении до устья р. Ла-Платы не превышают 3° , а форма профиля почти повсеместно вогнутая. Высота склона изменяется от 2000 до 3000 м, ширина его составляет в основном 40—55 миль. Заметное расширение склона до 200 миль прослеживается к юго-востоку от Рио-де-Жанейро. Здесь в его пределах выделяется обширная ступень, расположенная на глубине 2000—2500 м. Эта ступень, которую также называют краевым плато Рио-де-Жанейро, имеет выровненную, слегка наклоненную поверхность, осложненную небольшими поднятиями и долинообразными понижениями. Плато отделено от края шельфа и материкового подножия пологими уступами, имеющими угол наклона около 1° и расчлененными неглубокими подводными долинами. Образование плато, по-видимому, связано с погружением части докембрийского щита в процессе формирования Атлантического океана.

Для рассматриваемого района характерно наличие на материковом склоне большого количества поднятий — банок высотой от 650 до 2000 м. В северной части на склоне между Рио-де-Жанейро и Флорианополисом, так же как и на шельфе, сейсмическими исследованиями выявлены диапировые структуры (Butler, 1970). Кроме того, материковый склон, особенно в южной части района, расчленен различными по длине подводными долинами и каньонами.

Если участки подводной окраины Южной Америки к северу от устья р. Ла-Платы находятся в пределах Гвианско-Бразильского мегащита Южно-Американской древней платформы, то районы Северо-Аргентинский и Южно-Аргентинский расположены уже в другой структурной области — в пределах Пампо-Патагонской плиты древней платформы.

Северо-Аргентинский район простирается от залива Рио-де-Ла-Плата до залива Сан-Хорхе. Как и в других районах, подводная окраина материка на этом участке по своему геологическому строению представляет собой прямое продолжение Пампо-Патагонской плиты, что сказывается на ширине и рельефе шельфа и материкового склона.

В северной части района у залива Рио-де-Ла-Плата ширина шельфа равна 150 миль, далее на юг она увеличивается еще больше и у залива Сан-Хорхе достигает 280 миль. Внешний край шельфа, расположенный на глубинах 140—170 м, поднимается на отдельных участках до 100 м и имеет довольно четкий перегиб к материковому склону.

Поверхность шельфа характеризуется слабоволнистым рельефом, формирование которого происходило, по-видимому, под воздействием речной эрозии и аккумуляции в периоды эвстатического понижения уровня океана. Поэтому здесь, особенно вблизи рек Ла-Плата, Рио-Негро и Колорадо, имеются хорошо развитые аккумулятивные формы

в виде подводных валов и гряд, местами наблюдаются следы частично захороненных подводных долин. Кроме того, в пределах всего района поверхность шельфа осложнена банками, котловинами и впадинами. Большое количество банок высотой 20—30 м на глубине около 80 м находится к востоку от залива Сан-Хорхе (Авилон, Захаров, 1972). Для Северо-Аргентинского района характерно также наличие трех подводных террас, которые расположены на глубинах 50—80, 90—115 и 130—150 м (Махачек, 1961).

От устья р. Ла-Платы до залива Сан-Хорхе средние углы наклона материкового склона невелики и чаще всего не превышают $1^{\circ}30'$. Ширина склона постепенно увеличивается от 50 миль на севере до 140 миль в южной части. Высота его возрастает в том же направлении от 3000 до 5000 м и более. Почти повсеместно на склоне встречаются различные по площади структурные ступени (террасы) и уступы, крутизна первых составляет около 1° , а вторых 4— 10° . Вследствие этого материковый склон имеет четкую ступенчатую форму и выпуклый профиль.

Максимальная расчлененность склона отличает Северо-Аргентинский район от всех других районов подводной окраины Южной Америки. Подводные долины и каньоны, наиболее крупные из которых имеют глубину вреза до 1000 м, протягиваются на несколько сотен миль, беря свое начало во внешней зоне шельфа и заканчиваясь в пределах Аргентинской абиссальной равнины.

Южно-Аргентинский район начинается от залива Сан-Хорхе. Его южная граница проходит примерно по 54° ю. ш. Этот район расположен на продолжении Пампо-Патагонской плиты древней платформы, частью которой являются также Фолклендские острова (Хаин, 1971), находящиеся на шельфе в 300 милях к востоку от залива Баия-Гранде.

Шельф в пределах района характеризуется большими глубинами, максимальной шириной и сильно расчлененным рельефом. Только к востоку и юго-востоку от Фолклендских островов внешний край шельфа расположен на глубинах 140—200 м, а в остальных местах он опускается до 300—500 м и более. Это один из наиболее характерных районов Мирового океана, где вне полярных областей наблюдается столь опущенный шельф.

На рельеф шельфа большое влияние оказали плейстоценовые оледенения, в период которых вся южная оконечность материка, прилегающие острова и современный шельф были покрыты льдом и испытали его нагрузку. Таким образом, многие формы рельефа Южно-Аргентинского района были созданы в результате экзарационной и аккумулятивной деятельности ледников. К ним относятся подводные гряды, сложенные гравийно-галечным материалом, множество подводных и надводных камней, скал, а также трого и фиорды, обнаруженные у берегов Патагонии и Фолклендских островов.

Максимальной нагрузкой ледника, вызвавшей прогибание земной коры, можно объяснить, по-видимому, образование в средней части шельфа между о-вом Огненная Земля и Фолклендскими островами полузамкнутой котловины, на юге которой проходит Фолклендский каньон, являющийся по-видимому тектоническим элементом.

Переход шельфа к материковому склону постепенный — внешний край шельфа почти не выражен. Это объясняется тем, что склон в этом районе, кроме участка к югу от Фолклендских островов, представляет собой фактически наклонную равнину, продолжающую пологий шельф. Крутизна дна до глубины 1500—2000 м не превышает нескольких минут, и лишь ниже 2000—2500 м наблюдается значительное увеличение угла наклона, местами до 5° .

К востоку от Фолклендских островов в пределах материкового склона располагается обширное Фолклендское краевое плато, которое про-

стирается в широтном направлении до 37° з. д., т. е. почти на 540 миль. С запада оно отделяется от шельфа Фолклендских островов склоном, имеющим высоту 2000 м, ширину 180—200 миль и угол наклона менее 10'. Поверхность склона осложнена широкими и неглубокими долинообразными понижениями.

Северный склон плато, опускающийся крутым уступом к Аргентинской котловине, имеет высоту 2000—3500 м и угол наклона около 8—10° и более. С восточной и южной стороны плато также ограничено уступом, высота которого, однако, значительно меньше (1000—1500 м) и крутизна не превышает 3°. Северный, южный и частично восточный склоны местами расчленены небольшими по длине подводными долинами и каньонами. Вершинная поверхность плато находится примерно на глубине 2050—2200 м и выделяется исключительной выровненностью, только на самом востоке плато известно поднятие с минимальной глубиной 1303 м (Авилов, Гершанович, 1967). Как предполагают эти же исследователи, образование Фолклендского плато с его четкими линейными контурами обусловлено разломами и опусканием всего блока плато.

Шельф и материковый склон в районе Огненной Земли образует крайний южный участок атлантической подводной окраины материка. В отличие от всех предыдущих районов, расположенных в пределах Южно-Американской древней платформы, он находится на продолжении молодых кайнозойских складчатых структур, что нашло свое отражение в его морфологии.

Район Огненной Земли включает в себя подводные окраины юго-восточной части о-ва Огненная Земля, о-в Эстадос и банку Бердвуд.

О-в Эстадос, находящийся вблизи о-ва Огненная Земля, вытянут в широтном направлении и отделяется от него проливом глубиной 400—500 м. Такое же простирание имеет расположенная к востоку от о-ва Эстадос банка Бердвуд, которая отделена от острова неглубокой (300—500 м) депрессией с пологими склонами. Длина банки 210 миль. В целом район Огненной Земли имеет протяженность в широтном направлении почти 400 миль и является западным звеном Южно-Антильской дуги, соединяющим ее с альпийским складчатым сооружением Анд. По мнению многих ученых, Южно-Антильский порог представляет собой тихоокеанский элемент структуры в пределах Южной Атлантики и служит границей между Атлантическим океаном и морем Скотия, которое в последнее время все чаще рассматривают в качестве бассейна Тихого океана.

Если на севере шельф островов Огненная Земля и Эстадос примыкает к обширному пространству шельфа Южно-Аргентинского района, то южная сторона этих островов отличается очень узкой шельфовой площадкой шириной до 10 миль. Банка Бердвуд, имеющая максимальную ширину около 60 миль и глубину 100—130 м, отделена от шельфа Фолклендских островов сравнительно узким и глубоким (до 1500 м) Фолклендским каньоном.

На шельфе островов Огненная Земля, Эстадос и на банке Бердвуд часто наблюдаются плоские, слегка волнистые участки дна с малым расчленением, что объясняется, по-видимому, абразионно-аккумулятивным выравниванием, которое в значительной степени сгладило неровности коренного рельефа. Многочисленные выходы коренных пород, обнаруженные здесь, а также ракушечно-гравийные осадки, указывают на преобладание абразионных процессов над аккумулятивными (Авилов, Гершанович, 1967).

Перегиб шельфа к материковому склону в этом районе резко очерчен и находится, как правило, на глубине 150—200 м.

Северный и восточный склоны банки Бердвуд имеют ступенчатую

форму. Крутизна северного склона до глубины 800 м невелика, и только ниже угол наклона его увеличивается до 4—5°. На глубине 1800—1900 м вдоль северного и восточного склонов банки расположена широкая ступень, поверхность которой сильно расчленена поднятиями и впадинами. С севера крутой структурный уступ отделяет эту ступень от дна Фолклендского каньона (Гершанович, Дмитриенко, 1972).

Южный склон банки Бердвуд повсюду крутой. Высота его 4000 м и более, ширина склона колеблется от 25 до 35 миль. Он осложнен многочисленными структурными уступами и ступенями, имеющими незначительную ширину. Максимальная крутизна наблюдается в верхней части склона и равна в основном 4—5°, на отдельных участках она достигает 10—15°. Ниже 2000—2500 м склон делается более пологим, углы наклона его не превышают 2—3°. Как северный, так и южный склоны банки Бердвуд расчленены подводными каньонами, большинство которых протягивается от верхней части склона до его основания.

Склон о-ва Эстадос и южной оконечности о-ва Огненная Земля имеет среднюю крутизну 7—8° и высоту более 4000 м. Морфология его мало отличается от морфологии южного склона банки Бердвуд, от которого он отделен депрессией, прослеживающейся по всей высоте склона.

Таким образом, строение материкового склона банки Бердвуд и островов Огненная Земля и Эстадос свидетельствует о его сбросовом происхождении.

Выводы

1. В основе районирования шельфа и материкового склона находятся морфоструктурные особенности районов, расположенных в пределах Гвианско-Бразильского мегацита, Пампо-Патагонской плиты и крайнего южного звена Анд. Ограничения многих районов связаны с линиями разломов.

2. В формировании рельефа некоторых районов существенное место принадлежит стоку крупнейших рек (Амазонки, Ориноко, Ла-Платы и др.). Морфоскульптурные черты подводного рельефа обуславливаются эрозионно-аккумулятивной деятельностью в волновой и неволновой зонах и зависят от климатической зональности рельефообразующих процессов.

3. В рельефе шельфа и материкового склона хорошо выражено воздействие дифференцированных вертикальных движений.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Геоморфологические исследования в Южной Атлантике. — «Известия АН СССР. Сер. географическая», 1967, № 4, с. 21—31.

Авилов И. К., Захаров Л. А. Шельф и материковый склон Патагонского района. — «Труды ВНИРО», 1972, т. 75, вып. 1, с. 227—239.

Атлас Антарктики. В 2-х т. Т. I. М. — Л., Главное управление геодезии и картографии МГ СССР, 1966. 225 с.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 253 с.

Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. М., ИЛ, 1953. 340 с.

Гершанович Д. Е., Дмитриенко А. И. Новые данные о геоморфологии моря Скотия. — «Геоморфология», 1972, № 3, с. 57—64.

Живаго А. В. Рельеф дна Южного океана. В кн.: Рельеф Земли. М., «Наука», 1967, с. 264—323.

Затонский Л. К. Новая батиметрическая карта Атлантического океана. — «Океанологические исследования», 1964, № 13, с. 172—180.

Ильин А. В. Происхождение материкового склона Атлантического океана. «Известия АН СССР. Сер. географическая», 1968, № 3, с. 18—30.

Ильин А. В. Подводная окраина в Атлантическом океане. — «Земля и Вселенная», 1969, № 1, с. 30—39.

Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. — «Океанологические исследования», 1971, № 21, с. 107—246.

Ильин А. В., Лисицын А. П. Происхождение подводных каньонов в связи с особенностями их распределения в Атлантическом океане. — «ДАН СССР», 1968, т. 183, № 3, с. 692—696.

Кинг Л. Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967. 559 с.

Махачек Ф. Рельеф Земли. В 2-х т. Т. II. М., ИЛ, 1961. 703 с.

Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. — «Записки географического общества СССР», 1963, т. 23. 226 с.

Просвилов Е. С., Васильев Г. Д. Новые районы промысла в Юго-Западной Атлантике. Калининград, 1969. 164 с.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971, 547 с.

Физико-географический атлас мира. М., 1964. 298 с.

Шепард Ф. Морская геология. Л., «Недра», 1969. 460 с.

Almeida F. Quelques aspects sous marine au large de la cote Bresilienne. Report of the Twenty First Session Norden, part X, Submarine Geology. Copenhagen, 1960.

Butler L. W. Shallow Structure of the Continental Margin, Southern Brazil and Uruguay. Geol. Soc. of Am. Bull., 1970, v. 81, N 4, p. 1079—1096.

Collette B. J., Ewing J. I., Lagaay R. A. and Trichan M. Sediment distribution in the oceans: the Atlantic between 10° N and 19° N. Marine Geol., 1969, v. 7, N 4, p. 279—345.

Harrington H. J. Paleogeographic development of South America. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, v. 46, No 10, p. 1773—1814.

Heezen B. C., Tharp M. Physiographic Diagram of the South Atlantic Ocean, the Caribbean Sea, the Scotia Sea and the Eastern Margin of the South Pacific Ocean. Columbia University, 1961.

Koldewijn B. W. Sediments of the Paria—Trinidad shelf. Reports of the Orinoco Shelf Expedition, 1958, v. 3, p. 109.

Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M. Structure of Argentine continental margin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1968, v. 52, N 12, p. 2337—2368.

Matthews L. H. Marine deposits of the Patagonian Continental Shelf. Discovery Rep., 1934, p. 175—206.

Nota D. I. G. Sediments of the Western Guiana Shelf. Med. Landbouwhogeschool, Wageningen, 1958, v. 58 (2), p. 98.

Sediment distribution in the ocean. The Argentine Basin. Journ. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 10, p. 2003—2032.

Viaje de estudio sobre biología pesquera y oceanografía a bordo del "Academic Knipovich", Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, N 2888, Roma, 1970. 141 p.

Some problems of geomorphology of the bottom in the Southwest Atlantic

B. N. Varechkin

SUMMARY

The relief of the Atlantic submerged margins of South America is closely related to the geologic structure of the adjacent parts of the continent. A total of seven areas are isolated within the submerged part of the continent (Guiana, Amazon, Central Brazil, South Brazil-Uruguay, South Argentina and Tierra Del Fuego) and each of them is associated with various land areas in terms of tectonics and geomorphology.

The morphosculptural features of the submerged relief are related to climatic zones of relief-forming processes. Traces of Pleistocene glaciation are observed in the south area of the shelf.

Conditions for trawling are favourable everywhere with the exception of the sea-off zone of the shelf and slopes due to their highly articulated relief or they are too steep.