

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.462

Д. Е. ГЕРШАНОВИЧ, А. И. ДМИТРИЕНКО

НОВЫЕ ДАННЫЕ
О ГЕОМОРФОЛОГИИ МОРЯ СКОТИЯ

Непосредственное соединение Тихого и Атлантического океанов происходит в районе моря Скотия между южной оконечностью Южной Америки и Западной Антарктидой. По своему географическому положению море Скотия относится к Южной Атлантике, но по особенностям подводного рельефа, строения дна и гидрологическому режиму правильнее считать его пограничным тихоокеанским бассейном. Обособление моря Скотия от смежных акваторий Атлантического океана не является полным и обусловлено лишь рельефом его дна. Расположенный по периферии моря Южно-Антильский порог (дуга Скотия) отделяет бассейн на севере и востоке от открытых пространств южной части Атлантического океана и на юге от моря Уэдделла. Отдельные участки порога увенчаны островами и островными группами. Со стороны же Тихого океана море Скотия не имеет четкого подводного раздела и переходит непосредственно в глубоководный пролив Дрейка. Однако ряд небольших возвышений дна, установленных последними исследованиями, позволяет наметить между Землей Грейама и Огненной Землей линию западной границы. В этом случае море будет иметь большую площадь, чем это обычно принимается при условном положении его западного ограничения от острова Эстадос до острова Шишкова, и соответственно сократится площадь акватории, относимой к проливу Дрейка (Атлас Антарктики, 1966; Трешников, 1963).

Результаты исследований последних лет и, в частности, экспедиционные работы, проведенные ВНИРО на и/с «Академик Книпович», внесли ряд значительных уточнений в геоморфологию глубоководных областей моря Скотия (Авилов, Гершанович, 1966, 1969; Дмитриенко, 1970; Живаго, 1965; Goodell, 1965; Heezen, Tharp, 1961).

Известно, что в пределах моря выделяются две крупных геоморфологических единицы: а) глубоководная зона, состоящая из двух бассейнов — восточного Южно-Оркнейского и западного — Бердвуд; б) зона Южно-Антильского порога. Результаты геофизических исследований показали, что в этих регионах развиты различные типы земной коры. Глубоководная зона характеризуется наличием океанической коры в бассейне Бердвуд и коры переходного типа в Южно-Оркнейском бассейне (Деменицкая, 1967; Корякин, 1963; Ewing J., Ewing M., 1959). Зона Южно-Антильского порога также отличается развитием коры переходного типа, и только вблизи Фолклендско-Патагонского мелководья и в районе Земли Грейама наблюдается кора континентального типа (Деменицкая, 1967; Корякин, Гайнанов, 1967).

Повсеместно отмечается резкое отделение от глубоководной котловины моря Южно-Антильского порога, который является сложным и не-

однородным сооружением, объединяющим структурные элементы различного геологического возраста и строения. Это подтверждается геологическими данными по островным группам в пределах порога, а также заметными различиями в геоморфологии отдельных участков, или блоков порога, как субширотного (район банки Бердвуд, близи о. Южная Георгия, Южных Оркнейских и Южных Шетландских островов), так и субмеридионального простирания (Южные Сандвичевы острова). Лишь два блока Южно-Антильского порога — гряды Южных Сандвичевых и Южных Шетландских островов — связаны с проявлениями современного вулканизма. При этом надо отметить, что они различаются по своему расположению относительно других блоков порога и разобщены между собой. Существенные отличия имеются и в особенностях геологического строения и вулканизма этих островных гряд. Тирелл (Tyrrrell, 1945) и Хизен и Джонсон (Heezen, Johnson, 1965) полагают, что вулканические острова Южной Сандвичевой дуги сложены базальтами и по петрологической характеристике более близки к лавам Антилл, чем Анд. В эффузивной свите Южных Шетландских островов английские геологи (Андерсон, 1965 и др.) выделяют две толщи. Нижняя представлена дацитами, андезитами и риолитами и относится к верхней юре. Она интродуцирована породами андийского интрузивного комплекса. Для верхней толщи характерны базальтовые лавы, излившиеся, главным образом, из серии вулканов на северо-западной стороне пролива Брансфилд и имеющие палеоген-неогеновый возраст.

Основные блоки Южно-Антильского порога разделены поперечными депрессиями, глубина которых иногда достигает 2500—3000 м и более. Особенно хорошо они выражены между Южными Оркнейскими и Южными Сандвичевыми, Южными Оркнейскими и Южными Шетландскими островами, где на отдельных участках прослеживается переход абиссальных областей моря Скотия в аналогичные области моря Уэдделла. На северо-запад от Южных Шетландских островов отходит подводный хребет Шепарда.

Южно-Антильский порог столь же резко, как и в море Скотия, отделен от смежных областей Южной Атлантики. На севере депрессия глубиной до 3500 м является тектоническим разделом порога и прилегающей части Фолклендско-Патагонского шельфа, материкового склона и Фолклендского краевого плато (Фолклендский каньон). Южная ветвь Южно-Антильского порога выражена более четко в западной части, отделяясь от абиссальных равнин моря Уэдделла перегибом своего склона.

На востоке таким разделом оказывается Южно-Сандвичев глубоководный желоб, образующий вместе с Южными Сандвичевыми островами единый комплекс островной дуги. Этот желоб начинается к востоку от острова Южная Георгия в районе 55° ю. ш. и $32-33^{\circ}$ з. д. и дугообразно следует на протяжении свыше 600 миль вдоль восточной части Южно-Антильского поднятия в той его части, где располагаются Южные Сандвичевы острова. Заканчивается он на $62^{\circ}30'$ ю. ш. и 29° в. д., т. е. значительно южнее Южных Сандвичевых островов. Западный и восточный склоны желоба начинаются на глубине около 4600 м. Ширина его на этой глубине колеблется в пределах 25—30 миль. Самая глубокая часть желоба — свыше 8000 м — находится в северо-западной его части. Глубины свыше 7000 м прослежены до наиболее южных островов Южно-Сандвичевой группы. Днище желоба сужено до нескольких миль и имеет четкие очертания. Склоны желоба ступенчатые. Между восточным склоном Южно-Сандвичевой островной гряды и западным склоном желоба, по-видимому, располагается глубинная ступень, которая имеет расчлененный рельеф и находится на глубине от 3500 до 4600 м. С востока вдоль желоба расположено сравнительно пологое поднятие океанического дна, похожее на вал (рис. 1, 2).

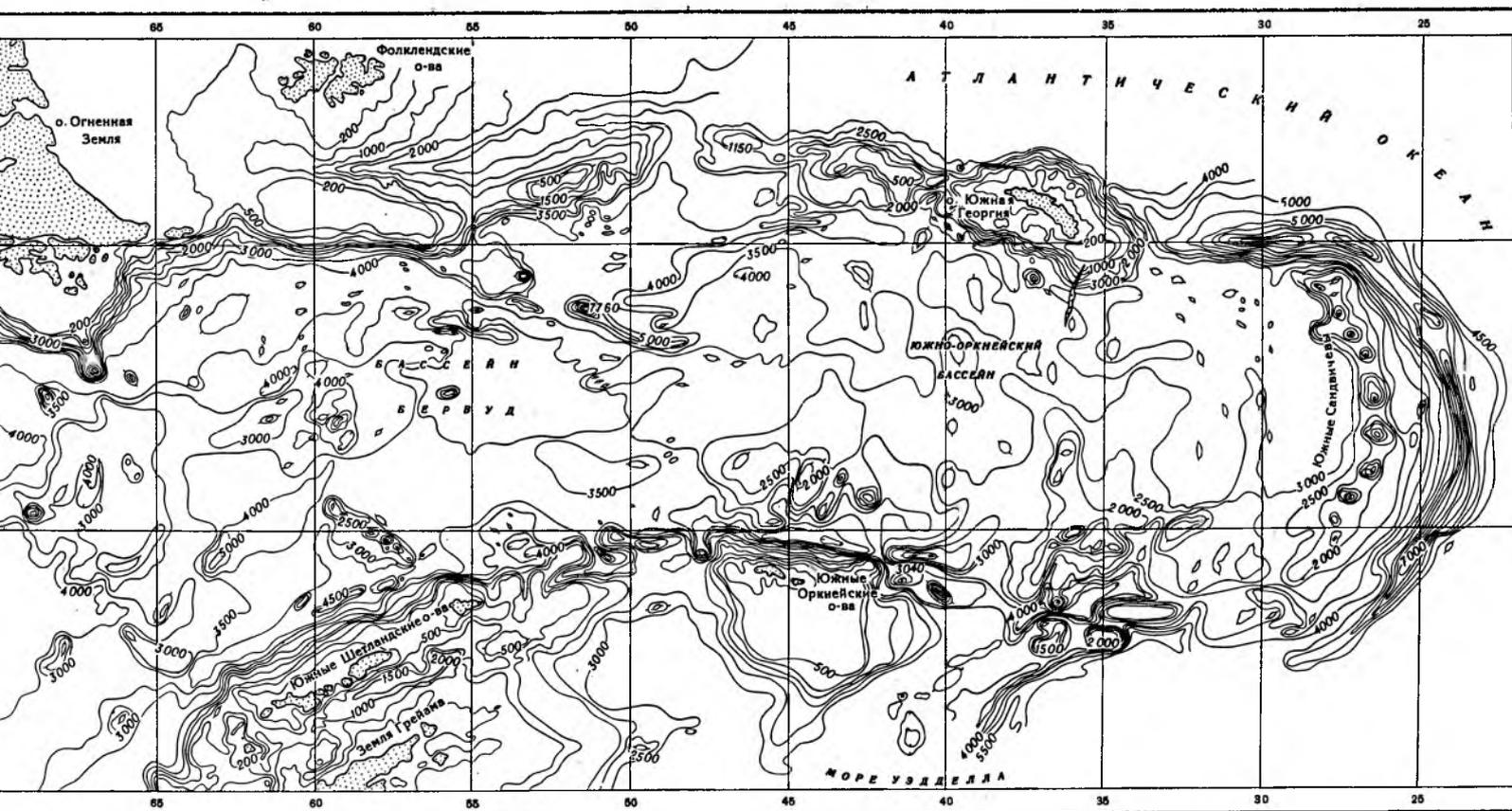


Рис. 1. Схематизированная батиметрическая карта моря Скотия

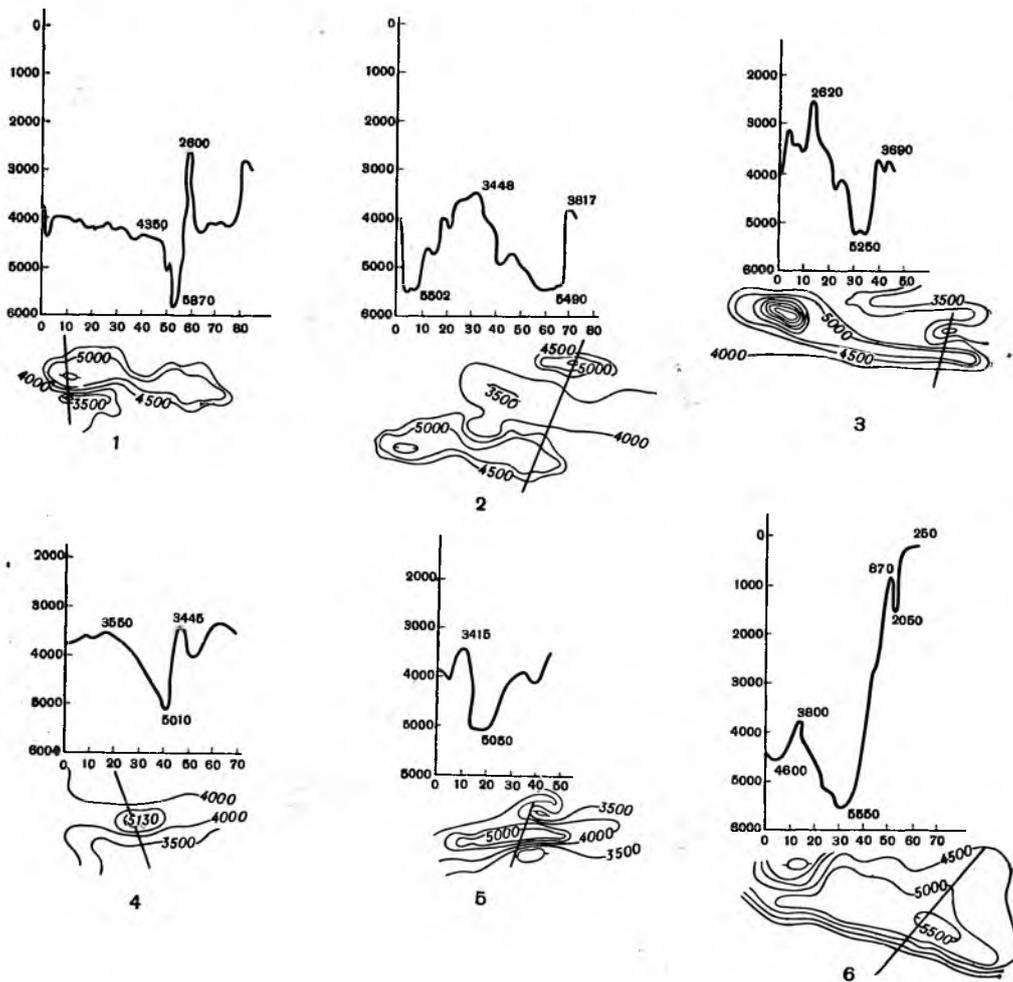
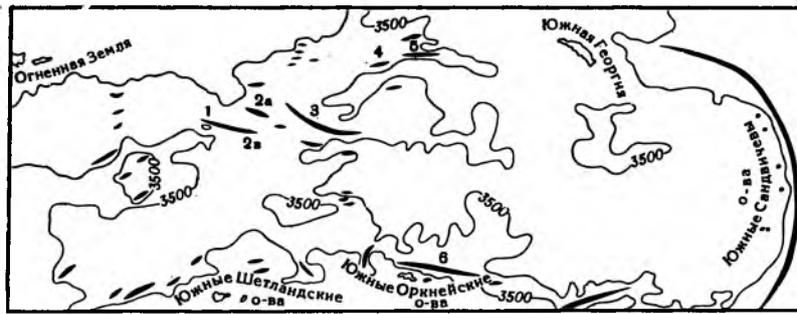


Рис. 2. Профили глубоководных желобов моря Скотия

Для глубоководной котловины моря характерно сочетание субширотных и субмеридиональных простираний основных структурных элементов дна — абиссальных равнин и подводных хребтов. При этом субширотные структуры свойственны, главным образом, западным районам моря, субмеридиональные — восточным (Авилов, Гершанович, 1969; Дмитриенко, 1970). Весьма существенно, что при преобладающих глубинах 3000—3500 м глубоководная зона моря Скотия достаточно расчленена. Абиссальные равнины, как правило, разделены на части подводными хребтами и иногда даже не связаны между собой глубоковод-

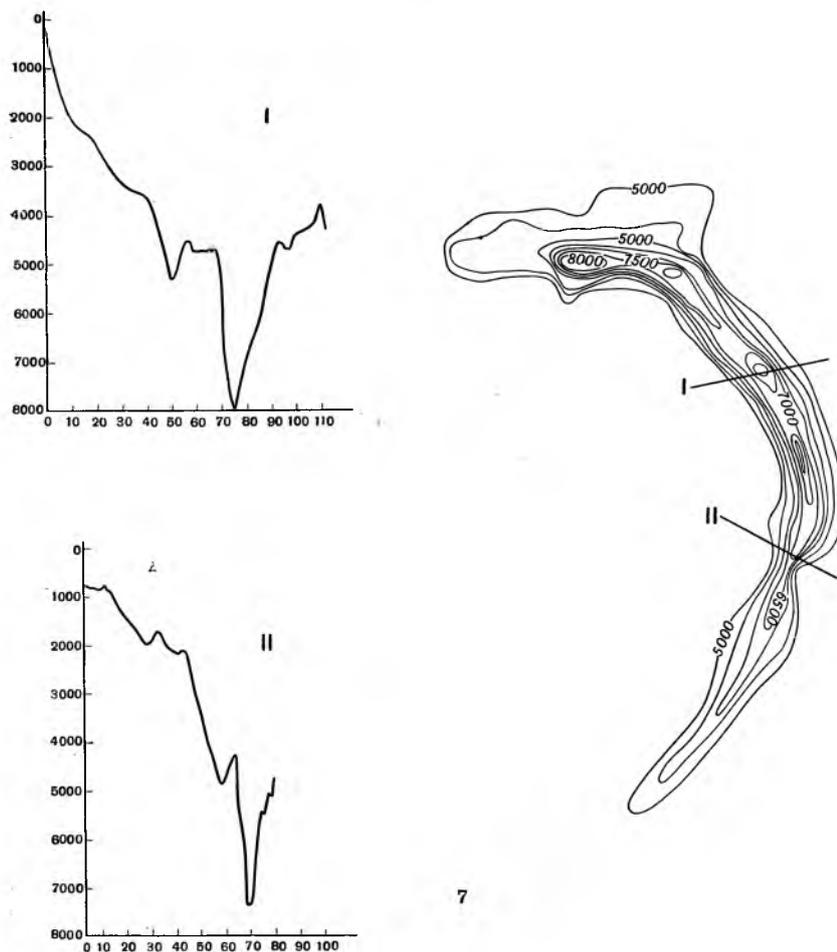


Рис. 2 (продолжение)

ными проходами. В западной половине моря преобладают равнины, в восточной подводные хребты. Глубина подводных равнин в восточной части бассейна примерно на 500 м меньше, чем в западной и приблизительно на столько же (местами и более) возвышаются вершинные поверхности подводных хребтов (рис. 1).

В рельефе глубоководной зоны моря Скотия, прилегающей к Южно-Антверповскому порогу, особое место принадлежит желобам, значительное число которых (свыше 20) было установлено в ходе геоморфологических исследований последних лет (Авилов, Гершанович, 1966, 1969; Вайгачев, 1968; Дмитриенко, 1970, Davey, 1970). Они отличаются от типичных океанических желобов меньшей протяженностью и, в большинстве случаев, меньшей глубиной. Длина таких желобов обычно составляет 20—100 миль, глубина — от 4500 до 5500 м. Как правило, их дно опущено по отношению к поверхности абиссальных равнин на 1000—1500 м. Правда, вблизи Южных Оркнейских островов при плавании э/с «Обь» в 1968 г. был открыт желоб с глубиной 7240 м (Вайгачев, 1968). В этом районе моря разница в глубинах превышает 3000 м. То же самое наблюдается на северо-западе моря, где по некоторым данным указывается глубина 7756 м, максимальная для моря Скотия (рис. 1).

По периферии моря различаются две группы желобов. В южной группе наиболее примечателен желоб Лори, который протягивается вдоль северного склона блока Южных Оркнейских островов с запада

на восток на 105 миль. На севере желоб ограничен обширным поднятием, вершинные поверхности которого достигают глубин 1500—1700 м. Максимальная глубина желоба 5560 м. Общая амплитуда рельефа здесь превышает 7000 м (наивысшая точка Южных Оркнейских островах г. Набл — 2194 м). Крутизна южного склона желоба 15—20°, северного — 5—10°. Ширина его в пределах 5000-метровой изобаты составляет примерно 20 миль. Склоны имеют ряд уступов и расчленены долинами. Дно желоба неровное, изменения глубин здесь достигают 400 м.

Вблизи желоба Лори находится ряд аналогичных желобов меньшей протяженности, но примерно такой же глубины.

Небольшой желоб к северо-западу от Южных Оркнейских островов характеризуется субмеридиональным простиранием, секущим направлением желоба Лори. Ширина его в пределах 5000-метровой изобаты — 2 мили, длина — 7 миль. Этот желоб как бы врезан в Южно-Антильский порог. Он имеет максимальную глубину 5620 м. Днище желоба малорасчлененное. Склоны обладают крутизной 16—18°.

Глубокий желоб, имеющий также субмеридиональное простирание, пересекает сооружение Южно-Антильского порога примерно посередине между блоками Южных Оркнейских и Южных Шетландских островов. Он простирается в пределах изобаты 5000 м на 15 миль, имея ширину 3 мили.

Два крупных желоба расположены в обширном понижении дна моря с глубинами около 4000 м у подножия склона Южных Шетландских островов между островами Мордвинова и Ватерлоо. Морфологически эти желоба сходны. Они имеют субширотное простирание; наиболее крутой южный склон, сопряженный с островным склоном Южных Шетландских островов. В западном желобе днище в пределах изобаты 5000 м простирается на 52 мили, в восточном желобе — на 17 миль.

Аналогичными являются и желоба северной группы, также примыкающие к основанию Южно-Антильского порога. Судя по имеющимся данным, они несколько менее протяженны и глубоки, чем желоба южной группы. Примером может служить один из желобов юго-западнее о. Южная Георгия (рис. 2/5).

Особое место занимают желоба центральной группы, которые располагаются в бассейне Бердвуд сопряженно с подводными хребтами и массивами, по-видимому, вулканического происхождения. Образующаяся здесь субширотная зона расчлененного рельефа с амплитудами до 2—3 км простирается на юго-запад в сторону пролива Дрейка и разделяет северные и южные абиссальные равнины западной глубоководной котловины моря Скотия и прилегающей части пролива Дрейка. Наиболее крупный из желобов центральной группы — желоб Райн — находится приблизительно в 70 милях к юго-востоку от банки Райн и простирается с запада-северо-запада на восток-юго-восток на 130 миль. Максимальная глубина, отмеченная в этом желобе, составляет 7756 м и приурочена к его западной части. В восточной части желоба глубина меньше, порядка 5200 м. К восточному участку желоба подходит подводный хребет с глубинами до 2500 м. Крутизна склонов желоба составляет 15—20°. Дно желоба в пределах изобаты 5000 м на востоке имеет ширину 5—6 миль, на западе 17 миль и отличается некоторой всхолмленностью с амплитудой рельефа порядка 100—150 м (рис. 2/3). В 30 милях к югу от банки Райн находится второй желоб, вытянутый в аналогичном направлении на 35 миль. Его максимальная глубина меньше — 5502 м. С юга желоб сопряжен с подводным хребтом, вершинная поверхность которого находится на глубине около 3500 м. Дно желоба слегка всхолмленное, ширина в пределах изобаты 5500 м до 5 миль. Склоны крутые с отдельными уступами (рис. 2/2а).

Еще один желоб, вытянутый на 90 миль в субширотном направлении, известен к юго-западу от банки Райн, от которой он удален на 90 миль. Максимальные глубины (до 5500 м) находятся в западной части этого желоба. Его центральная часть расположена между двумя хребтами, ограничивающими желоб с севера и юга, ширина желоба здесь минимальна — до 3 миль, тогда как на востоке и на западе дно желоба расширяется до 10—13 миль. Склоны желоба имеют значительную крутизну (16—19°), южный склон несколько круче северного. Амплитуда рельефа на дне желоба невелика, обычно порядка 50 м (рис. 2/2в).

Весьма важны не только морфологические особенности глубоководных желобов моря Скотия, но и некоторые общие закономерности их размещения, позволяющие предполагать существование на дне моря двух систем таких желобов: периферической и центральной. Периферическая система включает желоба у основания Южно-Антильского порога (северная и южная группы желобов). Такие желоба далеко не всегда непосредственно примыкают к основанию порога. Они связаны с зоной переходных морфоструктур и, как можно думать, отражают положение молодых, интенсивно развивающихся глубинных разломов с внутренней, тихоокеанской стороны Южно-Антильского порога. С внешней, атлантической стороны находится лишь Южно-Сандвичев глубоководный желоб, который представляет структурное и морфологическое образование иного типа, составляя часть тектонического комплекса «островная дуга — глубоководный желоб» и, по мнению большинства исследователей, имеет геосинклинальную природу. Периферические желоба моря Скотия сформированы в тех областях зоны переходных морфоструктур, которые испытывают наибольшие напряжения на данном этапе развития земной коры и, возможно, располагаются в местах сочленения или стыка коры переходного и океанического типов. Сопряженность с вулканическими зонами для этих желобов не является определяющей, поскольку она прослеживается лишь в одном районе — у Южных Шетландских островов.

Вторая, центральная система желобов характерна для областей моря Скотия с корой океанического типа. Чрезвычайно важно, что там, где мы прослеживаем эту систему, фиксируется большинство эпицентров землетрясений на западе моря Скотия. Об этом, в частности, свидетельствуют и последние данные Барзанги и Дормана (по Oliver, 1970). Вряд ли подобная связь может быть признана случайной. Допуская, что положение эпицентров землетрясений в проливе Дрейка и прилежащих областях моря Скотия отвечает зоне рифтогенеза, мы приходим к предположению, что центральная система желобов вместе с сопряженными поднятиями дна является своего рода морфологическим выражением такой зоны.

В случае справедливости подобного предположения море Скотия приобретает особое значение не только в силу своего пограничного положения между Атлантическим и Тихим океанами и Южной Америкой и Западной Антарктидой, но и в силу того, что в нем находятся и сопряженно развиваются сближенные области дна в зонах древних и современной островных дуг и рифтогенеза. Последующие геофизические и геоморфологические исследования преобретают поэтому большой теоретический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

- Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Геоморфология моря Скотия. Второй международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966.
Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Рельеф моря Скотия. Сб.: Морские биологические ресурсы Антарктики.— Тр. ВНИРО, т. LXVI, 1969.
Атлас Антарктики. ГУГК, М.—Л., 1966.

- Вайгачев А. З. Открытие глубоководной впадины у Южных Оркнейских островов.— Информ. бюл. САЭ, 71, 1968.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Дмитриенко А. И. О рельефе восточной части моря Скотия.— Тр. молодых ученых ВНИРО, ОНТИ, вып. 3, 1970.
- Живаго А. В. Геоморфология и тектоника дна Южного океана. Результаты МГГ.— Океанологические исследования, 13, 1965.
- Корякин Е. Д. О глубинном строении земной коры в атлантическом секторе Антарктики.— Информ. бюл., САЭ, 41, 1963.
- Корякин Е. Д., Гайнанов А. Г. Геофизические исследования земной коры Атлантического океана, М., «Недра», 1967.
- Строев П. А., Ушаков С. А., Фролов А. И. Земная кора краевой зоны Антарктиды. М., «Наука», 1967.
- Трешников А. Ф. Морфологический очерк окраинных морей Антарктики.— Тр. Сов. Ант. экспед., т. 17, Л., «Морской транспорт», 1963.
- Anderson J. J. Bedrock Geology of the Antarctica. Geology and paleontology of the Antarctic.— Amer. Geophysical Union. Washington, 1965.
- Davey F. J. Marine gravity measurements in Bransfield Strait and adjacent regions.— Symposium on Antarctic Geology and Solid Earth Geophysics. Oslo, 1970.
- Ewing J., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Scotia Sea and South Sandwich Island arc. Internat. Oceanographic congress. Preprints. Washington, 1959.
- Goodell H. G. The marine geology of the Southern Ocean. The Sedimentological Research Laboratory, Contribution No. 11. Florida State University, 1965.
- Heezen B. C., Johnson G. L. South Sandwich Trench.— Deep-Sea Research, vol. 12 No. 2, 1965.
- Heezen B. C., Tharp M. Physiographic diagram of the South Atlantic Ocean, the Caribbean Sea, the Scotia Sea and the eastern margin of the Pacific Ocean.— Columbia Univ., 1961.
- Oliver I. Structure and Evolution of the mobile seismic belts.— Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 2, No. 5, 1970.
- Tyrell G. W. Report in rocks from West Antarctic and the Scotia Arc. Discovery Rep., 23, 1945.

ВНИРО

Поступила в редакцию
15.11.1971

NEW DATA ON GEOMORPHOLOGY OF THE SCOTIA SEA

D. E. G E R S H A N O V I C H and A. I. D M I T R I E N K O

Summary

Presented are data on the deep water relief of the Scotia Sea. Considered are differences in the relief of the basin Birdwood (the western part of the Sea) and the South Orkney basin (the eastern part of the Sea). The authors believe that there are three systems of deep water troughs in the sea and they present generalized characteristics of the troughs. The distribution of the systems is associated with the island slope of the South Antithan lershold. facing the Scotia Sea, and a possible rift zone in the west of the Sea. The deep water troughs of the Scotia Sea are supposed to be of some other, origin, than the South Sandwich deep water trough, bordering from the outside the youngest part of the South Antilean trough—the South Sandwich island bow.