

94. Ларина Н. И. Горы Тихого океана. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 89—
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. — М.: Мир, 1966. — 276 с.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Наука, 1972. — 224 с.
- Святловский А. В. Региональная вулканология. — М.: Недра, 1975. — 224 с.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — М.: Наука, 1972. — 394 с.

- Baker P. E. Islands of the South Atlantic in the oceans, basins and margins. Plenum Bull. Corp., N.-Y., 1973, v. I, p. 493—553.
- Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains. Mem Geol. Soc. Amer., 1956, v. 64, 97 p.
- Heezen B. C., Matthews J. L., Catalano R., Natland L., Coogan A., Tharp M., M. Rawson. Western Pacific guyots. DSDP, Leg 1973, 20, p. 653—702.
- Heezen B. C., H. W. Menard. Topography of the deep-sea floor. The Sea, 1963, v. 3, p. 233—280.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M. The floor of the oceans. I. North Atlantic. Geol. Soc. of America Sp. Pap. 1959, N 65, 122 p.
- Menard H. W., Ladd H. S. Oceanic islands, seamounts, guyots and atolls. The Sea., 1963, v. 3, p. 365—337.
- Nayudu Y. R. A new hypothesis for origin of guyots and seamount terraces. Crust of Pacific Basin. Geoph. Monogr., 1962, 6, p. 171—180.
- Chase T. E., Menard H. W., Mammerickx J. Bathymetry of the North Pacific. Scripps Instit. of Oceanogr. and Instit. of Mar. Res., 1970, charts 1—10.
- Mammerickx J., Smith S. M., Taylor I. L., Chase T. E. Bathymetry of the South Pacific. Scripps Instit. of Oceanogr. 1973, charts 11—21.

**The distribution of sea mounts and some geological characteristics of the bottom in the Pacific**  
**Gershanovich D. E.**

**S U M M A R Y**

Sea mounts are important elements in the disintegration of the Pacific bottom. They occur in all structural regions at most depths. Sea mounts belong genetically to three main types: volcanic, volcano-tectonic and tectonic, the first type being more widely distributed. Guyots are well developed. The west part of the Pacific is separated from the east part with the Great Pacific geological boundary. The more ancient west part is characterized with a more complicated relief and predominance of sea volcanoes. Most sea mounts in the east part connected with the Mid-ocean ridge are distributed in the reef zone, especially in points where the zone is intersected with transformed fractures. „Abyssal hills“ occur on the foot and slopes of the ridge as well as in adjacent parts of deep-sea basins.

УДК 551.462(—923.1/3)

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ  
 ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЫ**

**Б. Н. Котенев, Д. Е. Гершанович, И. П. Зарихин, Б. Н. Варечкин**

Рельеф дна тихоокеанского и атлантического секторов Антарктики, в том числе областей между ними, изучался в последнее время многими исследователями (Авилов, Гершанович, 1966; Гершанович, Дмитриенко, 1972, 1975; Живаго, 1965, 1967, 1971, 1975 а и б; Удинцев, 1972; Хаин, 1971; Хейс, 1978; Barker and Griffiths, 1972; Dalziel and Elliot, 1973; Heezen, Johnson, 1965 и др.) Батиметрические карты этих районов включены в Атласы Антарктики (1966) и океанов (1974, 1977). Однако имеющиеся данные не позволяют достаточно полно судить о важнейших закономерностях морфоструктуры этой наиболее сложной в геоморфологическом отношении части Антарктики. Исследования последнего времени показывают, что многие представления о подводном рельефе обширного региона от моря Беллинсгаузена до

моря Уэдделла и Южных Сандвичевых островов нуждаются в уточнениях и корректировке (Диель, 1978; Хейс, 1978; Craddock and Hollister, 1976; Tucholke, 1977).

В предлагаемой работе сделана попытка охарактеризовать геоморфологию подводной окраины Западной Антарктиды и некоторых прилегающих областей восточнее  $100^{\circ}$  з.д. на основе результатов многолетних работ ВНИРО на судах «Академик Книпович» и «Профессор Месяцев» (1965—1978 гг.), новейших морских экспедиционных исследований на других судах, а также на основе ряда литературных данных (Диель, 1978; Пушаровский и др., 1975; Хейс, 1978; Barker and Griffiths, 1972; Ewing et al., 1971; Harrington et al., 1971; Vanney et al., 1972; Vanney and Johnson, 1976 и др.).

**Подводная окраина крайнего юга Южной Америки и Антарктического полуострова.** Тихоокеанская подводная окраина отличается дугообразной конфигурацией, усиливающейся по мере приближения к проливу Дрейка. Учитывая древность образования континентальных структур (Пушаровский и др., 1975), дугообразность окраины нельзя рассматривать только как результат последних этапов развития региона.

Ширина шельфа вдоль побережий Южного Чили всего 15—25 миль. В фиордовых заливах побережий он расширяется до нескольких десятков миль и его рельеф обнаруживает характерные для этого типа сложность строения и изрезанность, особенно в районе Огненной Земли. Глубина внешнего края шельфа изучена недостаточно: по Г. Б. Удинцеву (1972) она достигает 180—200 м, по другим данным — меньше. Элементы продольного расчленения на самом шельфе не обнаружены.

Совершенно иной морфологический облик тихоокеанского шельфа Антарктического полуострова (рис. 1, 2): он в несколько раз шире — до 90—100 миль, а западнее  $78^{\circ}$  з.д. ширина его достигает 240 миль. Внешний край шельфа, как и в других антарктических областях, опущен и находится на глубине 375—400 м, к западу от  $78^{\circ}$  з.д. — на глубине более 500 м. Выделяются три продольные зоны. Рельеф прибрежной зоны бугрист, для нее характерны острые скальные гребни, узкие и глубокие (до 1000 м) крутосклонные желоба, разделяющие цепи прибрежных гористых островов. Между ней и внешней выровненной глубоководной зоной шельфа расположена зона с системой маргинальных асимметричных желобов с холмистым дном. Внешняя выровненная зона шельфа сформировалась, по мнению А. В. Живаго (1967, 1971), в период максимального развития оледенения Антарктиды и эвстатического понижения уровня океана. Холмистый рельеф маргинальных желобов, по-видимому, является конечно-моренным и фиксирует глубину проникновения континентальных ледников в пределы шельфа. Рельеф прибрежной зоны отражает ее структурную неоднородность и тектонические подвижки форм, препарированных движущимися ледниками при их продвижении на шельф.

Морфологические особенности тихоокеанского шельфа Антарктического полуострова свидетельствуют о его длительном и сложном развитии. Учитывая геологическое строение суши (Грикуров, 1973), можно предположить, что шельф формировался в течение всего кайнозоя.

Материковый склон Южной Америки со стороны Тихого океана, как известно, очень узок, крут и окаймлен молодым Огненноземельским желобом, частью заполненным осадками типа турбидитов (Удинцев, 1972; Хейс, 1978; Hayes and Ewing, 1970).

Высота материкового склона у Антарктического полуострова около 3000 м. Западнее  $64^{\circ}$  з.д. хорошо выражено материковое подножие, представляющее собой довольно широкую (до 200 миль) пологую равнину, осложненную аккумулятивными и эрозионными формами рельефа.





нее его существовала какая-то структура, препятствовавшая одновременному и однотипному развитию как Огненной Земли и Антарктического полуострова, так и их подводных окраин по крайней мере с конца мелового периода.

Атлантическая подводная окраина Южной Америки (Ильин, 1976; Lonardi and Ewing, 1971; Urien and Zambrano, 1973) отделена от окраины Западной Антарктиды Южно-Антильского котловиной, которая обычно называется морем Скотия. По мнению многих исследователей, континенты были связаны Южно-Антильским порогом, который как бы продолжал к востоку подводные окраины Огненной Земли и Антарктического полуострова. Гетерогенность Южно-Антильского порога общеизвестна. Вместе с тем нельзя не обратить внимания на определенную симметричность в рельефе и строении северной и южной ветвей Южно-Антильского порога по мере удаления от континентов, а также смыкающихся с ними с севера и юга участков подводных окраин материков. Так, вдоль Патагонии и на северо-западе моря Уэдделла развиты подводные окраины, ширина которых значительно возрастает при приближении к Южно-Антильскому порогу. С патагонской стороны это связано с расширением подводной окраины у Фолклендских островов (примерно вдвое — от 200 до 400 миль) и с примыканием к ней обширной области Фолклендского плато, со стороны Антарктического полуострова — с увеличением площади и ширины подводной окраины вдоль шельфового ледника Ларсена, а к северу от него — с сочленением суженной подводной окраины полуострова с Южно-Оркнейским плато. Полного структурного соответствия здесь нет, однако, расширение, вероятно, происходит в обоих случаях близкими путями и приводит к формированию непосредственно с внешней стороны подводной окраины образований типа бордерленда (см. рис. 2).

При блоковом строении эти образования отличаются некоторыми элементами от Калифорнийского бордерленда (Эмери, 1964). Северный бордерленд (Фолклендский) объединяет Фолклендское плато, северную ветвь Южно-Антильского порога — северный хребет Скотия (Диель, 1978) и разделяющий их Фолклендский желоб. Северной границей этого бордерленда является крупный океанический линеймент — Фолклендский трансформный разлом, с которым связан очень крутой склон Фолклендского плато в сторону Аргентинской котловины и двойной хребет восточнее  $40^\circ$  з. д. (Lonardi and Ewing, 1971). Разлом имеет почти строго широтное направление и, по-видимому, простирается и далее к востоку за пределы Фолклендского плато до срединного Южно-Атлантического хребта. На юге Фолклендский бордерленд ограничивается также крутым склоном хребта Скотия со стороны Южно-Антильской котловины, вдоль основания которого или на небольшом удалении от него располагается ряд субширотных желобов с глубинами 4500—5000 м и даже более (Гершанович, Дмитриенко, 1972, 1975). Наконец, восточная граница прослеживается между о-вом Южная Георгия и северной оконечностью гряды Южно-Сандвичевых островов.

Южный бордерленд состоит из примыкающего к востоку Антарктического полуострова ступенчатого плато, связанного с блоком Южно-Оркнейских островов, из сложного и неоднородного горного сооружения — хребта Бородино, включающего Южно-Шетландскую островную гряду и поднятия дна к востоку от нее вплоть до Южно-Оркнейских островов, и разделяющего их желоба Лазарева. Границы этого бордерленда, который может быть назван Южно-Оркнейским, менее определены, чем у Фолклендского.

Охватываемые бордерлендами структурные элементы при всех различиях в морфологии и генезисе связаны с корой континентального

или субконтинентального типа (Barker and Griffiths, 1972; Ewing et al., 1971; Harrington et al., 1971) и, что пожалуй самое главное, с подводными окраинами материков, продолжают и усложняют их строение.

Фолклендский бордерленд (Фолклендское подводное плато, иногда называемое краевым) — одно из самых обширных и выровненных в Мировом океане. Его протяженность по широте превышает 800 миль, по меридиану — 180—230 миль. Максимальные глубины вершинной поверхности (2500—3200 м) зафиксированы в центральной части плато. Банка Мориса Юинга на востоке плато имеет глубину 1300—1500 м. Склоны плато резко асимметричны: крутизна северного склона местами достигает 30°, а южного — всего нескольких градусов. На банке Мориса Юинга под толщей морских осадков обнаружены докембрийские метаморфические породы. Их неровная поверхность позволяет предположить, что до своего погружения Фолклендское плато претерпело длительную субаэральную эрозию (Ciesielski and Wise, 1977). Восточнее банки Мориса Юинга Фолклендское плато сменяется субширотным Внешним Фолклендским бассейном с субабиссальной равниной на глубинах 4500—4000 м с отдельными субширотными поднятиями (Lonardi and Ewing, 1971).

Фолклендский желоб, протягивающийся с запада на восток на 750 миль и составляющий южную границу Фолклендского плато, своей устьевой частью подходит к этому плато. Ширина желоба 30—45 миль, высота его склонов достигает несколько тысяч метров. Северный склон пологий, южный — наоборот, крутой, расчлененный тектоническими долинами. Желоб заполнен слабоконсолированными осадками общей мощностью до 9 км (Urien and Zambrano, 1973). Длина хребта Скотия от банки Бердвуд на западе до островного блока Южная Георгия около 950 миль. Вершинная поверхность хребта и его склоны сильно расчленены. Наряду с несомненно тектоническим расчленением хребта на массивы, расположенные на едином консолидированном основании, широко распространены формы рельефа, возникшие под действием экзогенных факторов. Наиболее примечательна мелководная абразионная равнина банки Бердвуд с глубинами менее 200 м. На островном шельфе Южной Георгии и в некоторых других повышенных участках хребта известны ледниковые трюги.

Южно-Оркнейский бордерленд — подводная окраина Антарктического полуострова — со стороны моря Уэдделла изучен слабо. На картах и схемах здесь изображается пологая и очень широкая шельфовая равнина, достигающая глубину 500—600 м и более, пересекаемая ледниковыми трюговыми долинами. По аналогии с другими полярными районами можно предположить, что последующие исследования приведут к открытию большего числа трюговых долин, банок и маргинальных желобов (Живаго, 1967, 1971; Хольтедаль, 1964), а в прибрежной части — к открытию многочисленных фиордов и их подводных продолжений. Роль ледниковой эрозии и обширных шельфовых ледников в образовании форм рельефа дна здесь должна быть еще более значительной, чем на западе Антарктического полуострова.

Материковый склон, по-видимому, имеет ступенчатое строение и становится более пологим к подножию. Видимо, как и с тихоокеанской стороны, здесь имеются каньоны и глубоководные каналы, через которые терригенные массы попадают на подножье и абиссальную равнину моря Уэдделла. У самой северной оконечности Антарктического полуострова и о-ва Жуэнвилль подводная окраина сужается. В пределах шельфа и склона она принимает четко ограниченный платообразный облик. Видимо, разломы северо-восточного и северо-за-

падного направлений фиксируют контуры и положение ступеней этого плато на разных глубинных уровнях.

Еще более суженный массив плато располагается к югу от пролива Брансфилд. Поднятие дна, на котором находятся Южно-Оркнейские острова, также выделяется четкими контурами в форме неправильного четырехугольника, несколько вытянутого по широте. Преобладающие глубины вершинной поверхности Южно-Оркнейского массива — от 400 до 500 м. Ледниковые формы рельефа в наибольшей степени выражены на севере вблизи Южно-Оркнейских островов.

Точно также по сравнению с Фолклендским желобом более дифференцирована и система желобов, объединяемая под названием желоба Лазарева. Окаймляя Антарктический полуостров, точнее его подводную окраину, и платообразные массивы, участки желоба имеют разную глубину — от 1000 до 6000 м и более, иногда несколько смещены друг относительно друга и относительно склонов плато. В районе Южно-Оркнейского массива конфигурация желоба усложняется появлением дополнительных участков, окаймляющих массив с северо-запада и северо-востока.

Система желоба Лазарева в Южно-Антверповской котловине особенно интересна не только потому, что в ее пределах находятся максимальные глубины, но и потому, что она сопряжена с участками дна, где при геофизических исследованиях установлен подъем глубинных слоев коры (Barker and Griffiths, 1972; Harrington et al., 1971). Это свидетельствует о тектонической активности зоны, где находится желоб, и наводит на мысль о возможной рифтогенной природе желоба. Расположенный севернее хребт Бородино простирается в восточно-северо-восточном направлении примерно на 900 миль. Охватываемые им горные системы разнородны. Крайняя западная часть представляет собой монолитную гряду Южно-Шетландских островов с отчетливыми проявлениями кайнозойского вулканизма. Северный склон гряды, обращенный к проливу Дрейка, высокий (до 4800 м), с крутизной 3—4°. Со стороны пролива Брансфилд склон ниже (до 1500—1700 м), но более крутой (до 10—15°), вблизи дна пролива — выположенный. Высота островных гор до 2 км. Вулканы находятся со стороны пролива Брансфилд. Менее значительные подводные хребты и гряды, которые рассматриваются как продолжение Южно-Шетландской гряды, возвышаются над дном Южно-Антверповской котловины на 1500—2000 м. Между собой они разделяются долинами восточно-северо-восточного простирания и субмеридиональными, вдоль которых гряды и хребты несколько смещены друг относительно друга и расходятся. Это обуславливает расширение зоны, относимой к хребту Бородино, и, по-видимому, сопряжено с изменениями в геологии зоны. Так, свойственный Южно-Шетландской гряде вулканизм, насколько можно судить по имеющимся данным, здесь не прослеживается, ослабевают монолитность структур, последовательно возрастает их отклонение к северу, что характерно для рельефа дна в центре Южно-Антверповской котловины.

Таким образом, в хребте Бородино мы прослеживаем ту же гетерогенность, которая отмечалась для других составных элементов Южно-Оркнейского бордерленда.

Субмеридиональные зоны бордерлендов. Симметричность форм рельефа и строения Фолклендского и Южно-Оркнейского бордерлендов в субширотном направлении дополняется сходными чертами их западных, центральных и восточных частей или зон. В Фолклендском бордерленде западная зона включает шельф Фолклендских островов и сменяющую его с глубиной ступенчатую равнину склона (от 500 до 2000 м), мелководную часть Фолклендского же-

лоба и массив банки Бердвуд на хребте Скотия. Это наиболее широкая и приподнятая зона Фолклендского бордерленда. В Южно-Оркнейском бордерленде ей соответствуют шельфовое плато у северо-восточной оконечности Антарктического полуострова и его ступенчатые склоны, впадина пролива Брансфилд с глубинами до 2000 м, Южно-Шетландская гряда. На севере и на юге в этой зоне преобладают субширотные и северо-восточные направления структур и ограничивающих их разломов.

Центральная зона Фолклендского бордерленда объединяет более пониженные части всех структур: наиболее опущенный массив Фолклендского плато, срединный отрезок Фолклендского желоба с максимальной глубиной, превышающей 3800 м, хребет Скотия от банки Бердвуд до Скал Шаг. То же самое прослеживается в центральной зоне Южно-Оркнейского бордерленда. Здесь находится наиболее пониженная ступень плато у Антарктического полуострова на глубинах около 2000 м и более, а также обширный глубинный трог между этой ступенью и плато Южно-Оркнейских островов с дном на глубине до 3400 м. К северу расположен желоб Мордвинова с глубинами свыше 4500 м — аналог впадины пролива Брансфилд. К нему примыкают со стороны Южно-Антильской котловины наиболее восточные участки Южно-Шетландской гряды и продолжающие гряду горные подводные массивы.

В центральной зоне преобладают субширотные и северо-восточные структурные направления, однако несомненно воздействие субмеридиональных направлений.

Восточная зона Фолклендского бордерленда характеризуется сложным рельефом дна. С севера на юг здесь выделяются двойной хребет Фолклендского трансформного разлома, внешний Фолклендский бассейн, к которому привязано «устье» Фолклендского желоба, Южно-Георгианское поднятие, приречное к островному блоку острова Южная Георгия в хребте Скотия (Lonardi and Ewing, 1971).

В Южно-Оркнейском бордерленде восточная зона включает в себя хорошо выраженный в рельефе дна массив Южно-Оркнейских островов, протяженный и один из самых глубоководных в Южно-Антильской котловине желоб у северного основания этого массива (глубины 5690—6820 м), а также подводные хребты и гряды, относящиеся к восточной части хребта Бородино. Здесь значения субмеридиональных структурных линий заметно усиливаются и становятся доминирующими на востоке Южно-Антильской котловины.

Особенности рельефа и строения атлантических подводных окраин и связанных с ними бордерлендов, видимо, отражают не только развитие структурных элементов континентального типа, прослеженное с палеозоя и раннего мезозоя (Диель, 1978; Urieu and Zambrano, 1973), но и кайнозойское развитие Южно-Антильской котловины (Barker, 1972; Barker and Burrell, 1977). Фиксируются два структурных плана: более древний, меридиональный, но активно проявлявшийся и на новейших этапах развития с общим смещением к востоку; относительно молодой, широтный, хорошо выраженный в Южно-Антильской котловине, особенно в ее западной части и в обрамляющих ее структурных элементах подводной окраины материков и бордерлендов.

**Южно-Сандвичева островная дуга.** Южно-Сандвичева островная дуга обрамляет с востока Южно-Антильскую котловину. Геоморфология островной дуги и смежных с ней глубоководных районов, включая Южно-Сандвичев желоб, исследована недостаточно подробно (Гершанович, Дмитриенко, 1972, 1975; Ильин, 1976; Heezen and Johnson, 1965). Внешнее положение Южно-Сандвичевой зоны, как бы соединя-

ющей северную и южную ветви Южно-Антильского порога, вряд ли можно рассматривать как доказательство связи между столь разнородными структурами. Дугообразное поднятие дна (вал), на котором находятся острова-вулканы Южно-Сандвичевой гряды, отделено от крайних участков Южно-Антильского порога. Длина этого поднятия — около 400 миль, глубоководного желоба (в пределах изобаты 5000 м) с краевым валом на атлантической стороне — примерно вдвое больше. Все это обособляет в рельефе дна Южно-Сандвичеву зону с преобладающими субмеридиональными простирающимися структурных элементов. По-видимому, Южно-Сандвичева зона — не дальнейшее развитие на новейшем этапе структур Южно-Антильского порога, связанного, как отмечалось, с корой континентального и субконтинентального типа, а самостоятельное геосинклинальное образование, формирующееся на океанской коре. Таким образом, на востоке северной и южной ветвей Южно-Антильского порога сближаются или, быть может, сочленяются совершенно разнотипные образования. На севере и на юге Южно-Сандвичев желоб ограничен линиями широтных разломов (Ильин, 1976). Видимо, эти разломы контролируют не только положение желоба, образование которого связывается с растяжением земной коры в этой части океана, но и, возможно, положение ветвей порога со стороны Южно-Антильской котловины.

Южно-Сандвичева островная дуга насчитывает одиннадцать небольших островов вулканического происхождения, почти все — активные вулканы. Самый высокий из них о-в Монтэгию (высота 1372 м). Все острова поднимаются над валом, ширина которого в пределах изобаты 2500 м составляет около 80 миль. К западу от этого вала находится выположенный участок дна Южно-Антильской котловины с глубинами несколько более 3000 м. От оси вала, с которой связаны вулканические острова, край глубоководного желоба (глубина 4600 м) удален на 30—40 миль, ширина желоба по его верхнему краю — 25—30 миль, дна желоба — менее 4 миль. Максимальные глубины желоба смещены к северу. Общий диапазон высот в Южно-Сандвичевой зоне несколько менее 10000 м, т. е. меньше, чем в большинстве других дуг. Однако при своеобразии положения зоны, относительной сближенности точек с крайними отметками указанная величина, несомненно, хорошо увязывается с тектонической активностью зоны. Наименьшие отметки глубин на океанском краевом вале достигают 1800 м.

**Зона сочленения Южно-Сандвичевой дуги с Южно-Оркнейским бордерлендом.** Южно-Сандвичева дуга соединяется с Южно-Оркнейским бордерлендом через систему поднятий сложного строения, расположенных между Южно-Оркнейским плато и Южно-Сандвичевыми островами. На многих схемах и картах эти поднятия изображены в виде субпараллельных хребтов, разделенных узкими долинообразными понижениями дна. Эти поднятия находятся в районе, где соединяются друг с другом с одной стороны восточные поднятия в пределах хребта Бородино и Южно-Оркнейское плато с разделяющими их субширотными глубоководными рифтогенными впадинами желоба Лазарева, с другой — осевая зона хребта Буве, подходящая к этому району от о-ва Буве, с третьей — ось спрединга, с развитием которой (Ваггер, 1972) связывают образование восточной части Южно-Антильской котловины западнее Южно-Сандвичевых островов. Мы считаем, что сложность строения этой зоны сочленения, а также аномальная приподнятость осевых зон срединно-океанических хребтов, подходящих в этот район, связаны с тем, что здесь находится аномально приподнятый блок астеносферы («горячая точка» — точка тройного сочленения). Требуется дополнительное батиметрическое и геофизическое изучение для окончательного решения вопроса о гене-

зисе этого интересного района (безусловно узлового) для понимания структуры района к востоку от Южно-Оркнейских островов.

**Океанические котловины.** Новейшими исследованиями установлено, что рельеф дна океанских котловин, расположенных к северу от подводных окраин Западной Антарктиды, достаточно сложен. В геоморфологическом отношении котловины неоднородны. Некоторые структурные особенности котловин, выраженные в подводном рельефе, сказываются в известной степени и на геоморфологии подводных окраин (Craddock and Hollister, 1976; Dalziel and Elliot, 1973). Оценивая роль тектонических факторов в формировании современного геоморфологического облика обширных областей к западу от пролива Дрейка, необходимо постоянно учитывать рельефообразующее значение ледников и климата Антарктики (Живаго, 1967, 1971; Vanney et al., 1972, 1976).

В котловине Беллинсгаузена выявлены многочисленные системы трансформных разломов, с которыми связаны многие осложнения в рельефе дна. Одни из этих разломов, например Элтанин и другие, пересекают срединно-океанический хребет и продолжаются на абиссальном дне котловины на значительном расстоянии от хребта. Другая система разломов простирается на востоке котловины Беллинсгаузена и на материковом подножии Антарктического полуострова (разломы Тула, Геро и др.) с северо-запада на юго-восток и характеризуются увеличением числа поднятий дна по линиям разломов и изгибами в контурах изобат. К этой системе относится и разлом Шеклтон между Огненной Землей и Антарктическим полуостровом. Вдоль этого разлома количество поднятий, а также понижений дна особенно значительно и амплитуда рельефа местами превышает 3000 м. Разломы субширотного направления известны восточнее пролива Дрейка в западной части Южно-Антильской котловины. В пределах северной части котловины Беллинсгаузена широко развит рельеф типа абиссальных холмов (см. рис. 2).

Глубоководная часть пролива Дрейка тесно связана с западной частью Южно-Антильской котловины. Расчлененность рельефа здесь создается чередованием небольших гребней и гор с долинами типа трогов и впадин на глубинах 4000 м. Это — осевая зона одной из ветвей срединно-океанического хребта. В проливе Дрейка хребет пересечен разломами северо-западного простирания (Шеклтон, Геро и др.). В западной части Южно-Антильской котловины осевая зона срединно-океанического хребта смещена по трансформным разломам субширотного направления (Barker and Burrell, 1977). Это придает рельефу дна большую упорядоченность на всей площади абиссальных глубин. При этом важное значение имеют глубоководные желоба трансформных разломов, развитые как вблизи основания склонов Южно-Антильского порога, так и в центре котловины (Гершанович, Дмитриенко, 1972, 1975). Представляется, что с развитием наиболее северной части этой ветви срединно-океанического хребта связано образование внешнего Фолклендского бассейна, расположенного между Южно-Георгианским поднятием и двойным хребтом Фолклендского трансформного разлома. Через последний видимо, этот срединно-океанический хребет связан с Южно-Атлантическим. Глубина восточной части Южно-Антильской котловины меньше. Рельеф абиссальной равнины моря Уэдделла изучен недостаточно. Преобладают выровненные поверхности абиссального дна. Между Южно-Сандвичевой зоной и срединно-океаническим хребтом дно расчленяется поднятиями, а при приближении к склонам хребта — абиссальными холмами.

Система поднятий, объединяемая в хребет Буве, протягивается от района о-ва Буве на запад-юго-запад к южной оконечности Южно-Сандвичева желоба. Характерно, что в том же направлении рас-

полагаются эпицентры землетрясений в этом районе Атлантического океана (Bagazangi and Dogman, 1969). Таким образом, вырисовывается структурное отклонение от срединно-океанического хребта на юге Атлантического океана к западу, сходное в известной степени с Чилийским поднятием. Возможно также, что хребет Буве на западе продолжают некоторые поднятия дна восточнее Южно-Оркнейских островов в районе тройного сочленения. В хребте Буве прослеживается осевая часть, смещенная разломами субширотного, а у Южно-Сандвичева желоба, по-видимому, также и северо-северо-восточного простирания.

Представляется, что субширотные разломы вдоль Фолклендского и Южно-Оркнейского бордерлендов (в частности Фолклендский трансформный разлом, разломы, контролирующие хребет Скотия с севера и юга, разлом вдоль желоба Лазарева), хребет Буве и система разломов в проливе Дрейка (Шеклтон—Геро) являются тем соединительным звеном, которое связывает срединно-океанические структуры Атлантического и Тихого океанов. Это звено, как было показано выше, осложнено в пределах Южно-Антильской котловины, по крайней мере, двумя позднекайнозойскими отрогами срединно-океанических структур.

### Заключение

По геоморфологии Тихоокеанская подводная окраина Западной Антарктиды отличается от подводной окраины крайнего юга Южной Америки в большей степени, чем атлантическая. В формировании рельефа подводной окраины Западной Антарктиды наряду с тектоническими факторами важная роль принадлежит ледникам и обусловленной ими поставке осадочного материала. Усложнение геоморфологии атлантических подводных окраин сопряженных областей Западной Антарктиды и крайнего юга Южной Америки связано с расширением подводных окраин за счет форм рельефа, объединяемых в Южно-Оркнейском и Фолклендском бордерлендах.

Южно-Сандвичева зона выделяется по своему рельефу и генезису от других структурных зон Южно-Антильского порога и занимает самостоятельное положение на границе Южно-Антильской котловины и Атлантического океана. На рельефе подводных окраин Западной Антарктиды и крайнего юга Южной Америки, как и в прилегающих глубоководных областях пролива Дрейка и Южно-Антильской котловины, сказываются системы трансформных разломов, пересекающих этот регион со стороны Тихого и Атлантического океанов.

Подводный хребет Буве и системы поднятий и желобов на юго-востоке и юге Южно-Антильской котловины, по-видимому, связаны с Южно-Атлантическим срединным хребтом и образуют одну из его субширотных ветвей, соединяющих хребет с тихоокеанскими структурами. Можно наметить еще одну систему связи через Фолклендский трансформный разлом, ветвь хребта, прослеживаемую в пределах пролива Дрейка, западной части Южно-Антильской котловины, Внешнего Фолклендского бассейна и разломы Шеклтон и Геро.

### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Антарктики. — М., Л.: ГУГК, 1966.  
Атлас океанов. Тихий океан, 1974.  
Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — ГУНИО, 1977.  
Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Геоморфология моря Скотия. Второй Международный океанографический конгресс. — Тезисы докладов, 1966, с. 5—6.  
Гершанович Д. Е., Дмитриенко А. И. Новые данные по геоморфологии моря Скотия. — Геоморфология, 1972, № 3, с. 57—64.  
Гершанович Д. Е., Дмитриенко А. И. Геоморфология и некоторые вопросы тектонического строения моря Скотия. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования, № 1. — М.: Советское радио, 1975, с. 65—81.

- Грикуров Г. Э. Геология Антарктического полуострова. — М.: Наука, 1973. — 120 с.
- Диедь А. Развитие континентальных окраин в море Скоша. — В кн.: Геология континентальных окраин, т. 2. М., 1978, с. 275—289.
- Живаго А. В. Геология и тектоника дна Южного океана. — В кн.: Океанологические исследования, № 13. М., Наука, 1965, с. 148—156.
- Живаго А. В. Рельеф дна Южного океана. — В кн.: Рельеф Земли. М., Наука, 1967, с. 294—308.
- Живаго А. В. Проблемы геоморфологии Южного океана. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. — М.: 1971. — 128 с.
- Живаго А. В. Шельф Антарктиды. География и геоморфология шельфа. — Сб. докладов на Всесоюзном совещании XII пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. — Владивосток, 1975а, с. 47—53.
- Живаго А. В., Виноградов О. Н., Тимофеева Н. Л. Морфоструктура дна Южного океана и ее отражение на новой батиметрической карте Антарктики. — Известия АН СССР, сер. географическая, 1975б, № 6, с. 24—35.
- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. — М.: Наука, 1976. — 232 с.
- Пушаровский Ю. М., Архипов И. В., Ломизе М. Г., Милановский Е. Е., Чехович В. Д. Тектоническая эволюция Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования, № 1. — М.: Советское радио, 1975, с. 7—19.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — М.: Наука, 1972. — 394 с.
- Хайн В. Е. Региональная геотектоника. — М.: Недра, 1971. — 548 с.
- Хейс Д. Западная континентальная окраина Южной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М., Мир, 1978, т. 2, с. 290—300.
- Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М.: Прогресс, 1964, с. 171—185.
- Эмери К. О. Структура и генезис континентального бордерленда у Южной Калифорнии. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., Прогресс, 1964, с. 58—65.
- Barazangi M., J. Dorman. World seismicity maps compiled from ESSA. Bull. Seismol. Soc. Amer., 1969, № 1, v 59, p. 369—380.
- Barker P. F. A spreading centre in the East Scotia Sea. Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 15, N 2. p. 123—132.
- Barker P. F. and J. Burrell. The opening of Drake Passage. Mar. Geol. 1977, v. 25, 1/3. p. 15—34.
- Barker P. F. and D. H. Griffiths. The evolution of the Scotia ridge and Scotia Sea. Phil. Trans. Royal Soc., Ser. A. 271, London, 1972, p. 151—183.
- Ciesielski P. F., Wise Jr. S. W. Geological history of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau. Mar. Geol., 1977, v. 25, 1/3, p. 175—208.
- Craddock C., C. D. Hollister. Geologic evolution of Southeast Pacific basin. Initial Reports DSDP, Leg 35 1976, p. 723—743.
- Dalziel I. W. D., H. Elliot. The Scotia arc and Antarctic margin. The Ocean Basins and Margins, I. South Atlantic. Plenum Press, N.-Y. — London, 1973, p. 171—246.
- Ewing J., W. J. Ludwig, M. Ewing, S. W. Eiffreim. Structure of the Scotia Sea and Falkland plateau. J. Geophys. Res. 1971. v. 76, N 29, p. 7118—7137.
- Edwards D. S., Goodell H. Gr. The detrital mineralogy of ocean floor surface sediments adjacent to the Antarctic Peninsula, Antarctica. Mar. Geol., 1969, v. 7, No 3, p. 207—234.
- Greenway M. E. The geology of the Falkland Islands. British Ant. Surv. Sci. Rep., 1972, No. 76, 42 p.
- Harrington P. K., P. F. Barker, D. H. Griffiths. Crustal structure of the South Orkney Islands area from seismic refraction and magnetic measurements. Antarc. Geol. and Geoph. Oslo, 1971, p. 27—32.
- Hayes D. P., M. Ewing. Pacific boundary structure. The Sea. p. 11, N.—Y., Wiley, 1970, v. 4, p. 29—72.
- Heezen B. C., G. L. Johnson. The South Sandwich trench. Deep-Sea Res. 12, N 2, 1965, p. 185—197.
- Tucholke B. E., R. E. Hutz. Sedimentary framework of the Bellingshausen basin from seismic profiler data. Initial Rep. DSDP, Leg 35, 1976, p. 197—228.
- Lonardi, A. and M. Ewing. Bathymetry of the continental margin, Argentine basin and other related provinces. Physics Chemistry of the Earth, 1971, v. 8, p. 79—122.
- Tucholke B. E. Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen basin. Mar. Geol., 1977, v. 25, N 1—3, p. 209—230.
- Vannev J. R., L. Dangeard et G. L. Johnson. Contribution a l'étude des fonds de la mer de la Scotia et de ses abords. Rev. Geograph. Physique et de Geologie Dynamique, 1972, v. XIV, fasc. 5, 465—484.

Vannev J. R. and Johnson G. L. Geomorphology of the Pacific continental margin of the Antarctic peninsula. Initial Rep. DSDP, Leg 35, 1976, p. 279-289.

Urien C. M., and J. J. Zambrao. The geology of the basins of the Argentinian continental margin and Malvinas plateau. The Ocean Basins and Margins, 1973, v. 1, p. 135-170.

**Geomorphology of the West Antarctic underwater margin**  
**Kotenev B. N., Gershanovich D. E., Zariikhin I. P., Varechkin B. N.**

**S U M M A R Y**

The similarity of geomorphological features of underwater margins of the adjacent parts of the West Antarctic and southernmost tip of South America is more evidently exposed on the Atlantic side than in the Pacific. The expansion of the Atlantic underwater margins near the Antarctic Peninsula and Tierra del Fuego is associated with the formation of heterogeneous structures on the crust of continental and subcontinental types (South Orkney and Falkland borderlands). The geosyncline zone of the South Sandwich Islands bound with the oceanic crust occupies an independent position in the system of structures separating the South Atlantic basin from deep-water areas of the South Atlantic.

The formation of the principle forms of the relief on the West Antarctic underwater margin is associated with peculiarities of its tectonic development and glaciers which bring out a great deal of terrigenous sedimentary material. The relief of deep-water areas is affected by systems of transformed fractures.

The analysis of geomorphologic and seismic characteristics of the Bouvet ridge and adjacent ridges on the west provides an evidence to suggest that some southwest branch of the South Atlantic ridge, i. e. a link connecting Atlantic and Pacific structures should lie in this area.