

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

ИСЛАНДИЯ И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

СТРОЕНИЕ ДНА ОКЕАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1977

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ**

**RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS**



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

ICELAND
AND MID-OCEANIC
RIDGE

STRUCTURE OF THE OCEAN FLOOR



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1977



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

ИСЛАНДИЯ И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

СТРОЕНИЕ ДНА ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977

Авторский коллектив:

Александрова О.Б., Атуотер Т., Беляев А.В., Береснев А.Ф.,
 Верховская З.И., Гайнанов А.Г., Геодекиан А.А., Дмитриев Л.В.,
 Емельянов Е.М., Канаев В.Ф., Коган М.Г., Корякин Е.Д.,
 Косминская И.П., Красильщикова Г.А., Лангсет М., Литвин В.М.,
 Лунарский Г.И., Марова Н.А., Мелихов В.Р., Мирлин Е.Г., Михота Г.Г.,
 Перевозчиков А.В., Руденко М.В., Рыкунов Л.Н., Савостин Л.А.,
 Судьин А.В., Троцюк В.Я., Удинцев Г.Б., Харин Г.С., Шараськин А.Я.,
 Юинг Дж., Ярошевская Г.А.

Исландия и срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М., "Наука", 1977 г.

Книга представляет собой один из пяти томов, посвященных результатам исследований, проведенных Советской комплексной геолого-геофизической экспедицией в Исландии в 1971–1973 гг. Подзаголовки остальных томов: "Стратиграфия. Литология", "Геоморфология. Тектоника", "Глубинное строение, сейсмичность и геотермия", "Геохимия". В данном томе уточнены геологическое строение и развитие Исландии, северной части Срединно-Атлантического хребта, прилегающих к ним океанических котловин и окружающих их континентальных массивов. Сделан вывод о том, что структура дна океана в области Исландии сформирована, видимо, в результате сложного сочетания двух ведущих тектонических процессов: развития срединно-океанического хребта и погружения блоков континентальной коры.

Табл. 23. Ил. 68. Библ. 237 назв.

Ответственные редакторы:

член-корреспондент АН СССР

В.В. БЕЛОУСОВ

доктор географических наук

Г.Б. УДИНЦЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развернувшиеся в широких масштабах в период Международного геофизического года 1957—1959 гг., Международной Индоокеанской экспедиции 1959—1965 гг. и международного Проекта верхней мантии 1960—1970 гг. комплексные геолого-геофизические исследования дна Мирового океана привели к пониманию глобального характера рифтовых систем и срединно-океанических хребтов. Стала очевидной активная роль рифтовых систем в тектоническом развитии Земли. Строе-ние океанических рифтов привлекло внимание многих исследователей тем, что именно в этих системах тектонический процесс рифтогенеза и сопутствующие ему геофизические явления выражены чрезвычайно ярко. За сравнительно короткий период времени были получены многочисленные геологические, геохимические и геофизические данные о природе рифтовых зон. Однако несмотря на большой размах исследований, детальность и возможности непосредственного изучения геологических разрезов в океане до последнего времени оставались ограниченными. Естественным было стремление дополнить морские исследования наблюдениями на суше в тех местах, где рифтовые системы продолжались над поверхностью воды и были более доступными. Хотя рифтовые системы кое-где выходят на континенты, например в Калифорнийском заливе и в Красном море, там они оказываются не столь представительными, ибо развиваются уже в пределах мощной континентальной коры. С этой точки зрения более интересны для исследования те надводные участки рифтовых систем, которые лежат в открытом океане, среди обширных пространств коры океанического типа.

На срединно-океанических хребтах располагается ряд небольших островов, часть которых лежит непосредственно в рифтовой зоне. Таковы, например, острова Новый Амстердам и Сен-Поль в Индийском океане, Азорские острова, о-в Вознесения, о-в Скалы Св. Петра и Павла в Атлантическом океане. Однако все они очень малы по размерам и представляют собой всего лишь вершины отдельных или двух-трех слившихся вулканов, наложенных на более сложное основание, а поэтому не могут рассматриваться в качестве достаточно представительных частей рифтовой системы в целом.

Весьма благоприятные условия для исследования рифтовой системы и срединно-океанического хребта существуют, на первый взгляд, в Исландии — самом крупном океаническом острове, лежащем на продолжении, как кажется, структур подводного срединно-океанического хребта. Однако уже первые сопоставления геологии Исландии и срединно-океанических хребтов вызывают множество вопросов о том, в какой мере Исландия действительно отвечает продолжению срединно-океанического хребта и в какой мере рифтовая зона этого острова служит продолжением океанического рифта. Вместе с тем, если Исландия отличается по своему строению от остальной части срединно-океанического хребта, возникает вопрос о причинах этого и о характере взаимодействия структур ее фундамента со структурами рифтового Срединно-Атлантического хребта и окружающих материковых платформ. Кроме того, уже первые геолого-геофизические исследования дна океана в области Исландии показали крайнюю тектоническую неоднородность его и позволили предполагать возможность миграции здесь рифтовых систем, отчленение от континента отдельных фрагментов континентальной коры,

переработку континентальных окраин и замещение в результате развития рифтовых систем континентальной коры корой океанического типа.

Все это привлекло внимание многих исследователей к геологическому строению самой Исландии и к строению дна океана вокруг нее. Ряд экспедиций США, Англии, ФРГ, Норвегии и Франции провел исследования в этой области. В 1971 г. начались работы Советской комплексной геодинамической Исландской экспедиции Академии наук СССР. Важным разделом исследований этой экспедиции явились морские геолого-геофизические работы, составившие морскую часть экспедиции. Руководителем этих работ и начальником 10-го и 15-го рейсов научно-исследовательского судна (нис) "Академик Курчатов" был Г.Б. Удинцев. В них участвовали Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР и Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР. Исследования выполнялись в 1971 г. в 10-м рейсе нис "Академик Курчатов", в 1972 г. в 26-м рейсе нис "Михаил Ломоносов" и в 1973 г. в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов". Работы на "Академике Курчатов" включали эхолотные исследования подводного рельефа, непрерывное сейсмическое профилирование, геомагнитную и гравиметрическую съемки, глубинное сейсмическое зондирование и изучение естественной сейсмической активности с применением донных сейсмографов и плавучих сейсмических станций, геотермические измерения, сбор проб воды, донных осадков и коренных пород дна, а также заключенной в них газовой составляющей. Исследования велись по системе регулярно расположенных галсов, ориентированных преимущественно в направлении 120–300°, а также на ограниченных по площади полигонах размером примерно 60 на 60 миль по сетке параллельных и взаимно перпендикулярных галсов с интервалами между параллельными галсами около 10 миль, а местами не более 1 мили¹.

Морские экспедиции проводились на основе международного сотрудничества. В 26-м рейсе "Михаила Ломоносова" работы по глубинному сейсмическому зондированию велись совместно с экипажем судна "Миранда", работавшим по программе Университета г. Дарэм (Англия), и являлись частью международного "Северо-Атлантического сейсмического проекта" (НАСП). В 15-м рейсе "Академика Курчатова" работы по глубинному сейсмическому зондированию были выполнены совместно с экипажем судна Геологической обсерватории Ламонта-Дозэрти (США) "Вима". Полигонные исследования 15-го рейса "Академика Курчатова" являлись частью подготовки районов скважин, намеченных к бурению в 38-м рейсе бурового судна США "Гломар Челленджер", и выполнялись в связи с участием Академии наук СССР в Проекте глубоководного бурения США. Глубоководное бурение, осуществленное в 1974 г. в 38-м рейсе бурового судна (БС) "Гломар Челленджер" в районе Исландии, послужило как бы продолжением и завершением морской части Исландской экспедиции, и в нем приняли участие советские ученые, работавшие ранее в этой экспедиции.

Сочетание результатов комплексных геолого-геофизических исследований в океане с результатами глубоководного бурения и возможность их обобщения с многочисленными данными наземной экспедиции открывают широкие перспективы для понимания геологического строения и истории развития Исландии в общей системе тектоники северной части Атлантического и южной части Северного Ледовитого океанов. Настоящий том монографии "Исландия и срединно-океанический хребет" посвящен результатам геолого-геофизических исследований морской части Советской комплексной геодинамической Исландской экспедиции.

¹ Здесь и далее расстояния даются в морских милях, как это обычно принято в практике морских исследований (что связано с удобством использования карт в проекции Меркатора и измерений по ним расстояний в милях, т.е. в минутах дуги меридиана). 1 морская миля равна 1852 м.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНА

Берега Исландии омывают воды Атлантического океана на юге и воды Норвежско-Гренландского бассейна Северного Ледовитого океана на севере. Геоморфологически единую область, отдельные элементы морфоструктуры которой представляются нам тесно связанными в своем развитии и требуют рассмотрения в связи с вопросом о геоморфологическом и тектоническом положении Исландии, составляет пространство дна океана между Гренландией на западе и Европой на востоке, и от зоны разлома Гиббса на юге до зоны разлома Нансена на севере (т.е. примерно от $52^{\circ}30'$ до 78° с.ш., рис. 1, 2, вкл.). Таким образом, в число рассматриваемых морфоструктур должны войти срединно-океанический хребет, на котором расположена Исландия и частями которого являются хребет Рейкьянес к югу от Исландии и хребты Кольбейнсей, Мона и Книповича к северу от нее, котловины по сторонам от срединно-океанического хребта (Лабрадорская, Ирмингерова, Исландская, Поркьюпайн, Норвежская, Лофотенская и Гренландская), подводные окраины континента Европы и субконтинента Гренландии, а также подводные возвышенности и хребты, в той или иной мере обособленные морфологически и структурно и от континентальных окраин, и от срединно-океанического хребта и котловин, как, например, плато Хаттон-Роколл, плато Воринг, Исландское плато, Ян-Майенский хребет, Исландско-Гренландский и Исландско-Фарерский пороги (Гренландско-Исландский и Фарерско-Исландский). Изученность упомянутых морфоструктур неодинакова, что влияет на возможную детальность их рассмотрения.

Подводные окраины континентов в силу их наибольшего практического значения исследовались уже давно, тогда как сравнительно глубоководные области открытых частей океана привлекли внимание позднее как в связи с расширением сферы практических интересов, так и в связи с возросшим интересом к фундаментальным исследованиям. Прилегающие к Гренландии и характеризующиеся сложной ледовой обстановкой районы до сих пор трудно доступны для исследовательских судов и остаются плохо изученными. В исследования рельефа подводной окраины Европы существенный вклад сделали советские рыбохозяйственные экспедиции (Кленова, 1960; Виноградова, Литвин, Рвачев, 1967; Литвин, 1970; Матишов, 1972; Рвачев, 1972), гидрографические службы Норвегии, Англии и ФРГ, а также океанографические экспедиции этих стран (Holtedahl, 1956, 1957; Hadley, 1964; Eldholm, Ewing, 1971; Talwani, Eldholm, 1972; Roberts, 1974; Hinz, 1972). Подводная окраина Гренландии изучалась американскими исследователями (Johnson *et al.*, 1974, 1975), Фарерско-Гренландский порог — Гидрографической службой ФРГ (Fleischer *et al.*, 1974) и советскими экспедициями, исследовавшими также и поднятие Хаттон-Роколл (Виноградова и др., 1959; Ильин, 1959; Литвин, 1967), где главный объем работ был выполнен английскими исследователями (Harvey, 1965; Roberts, 1971).

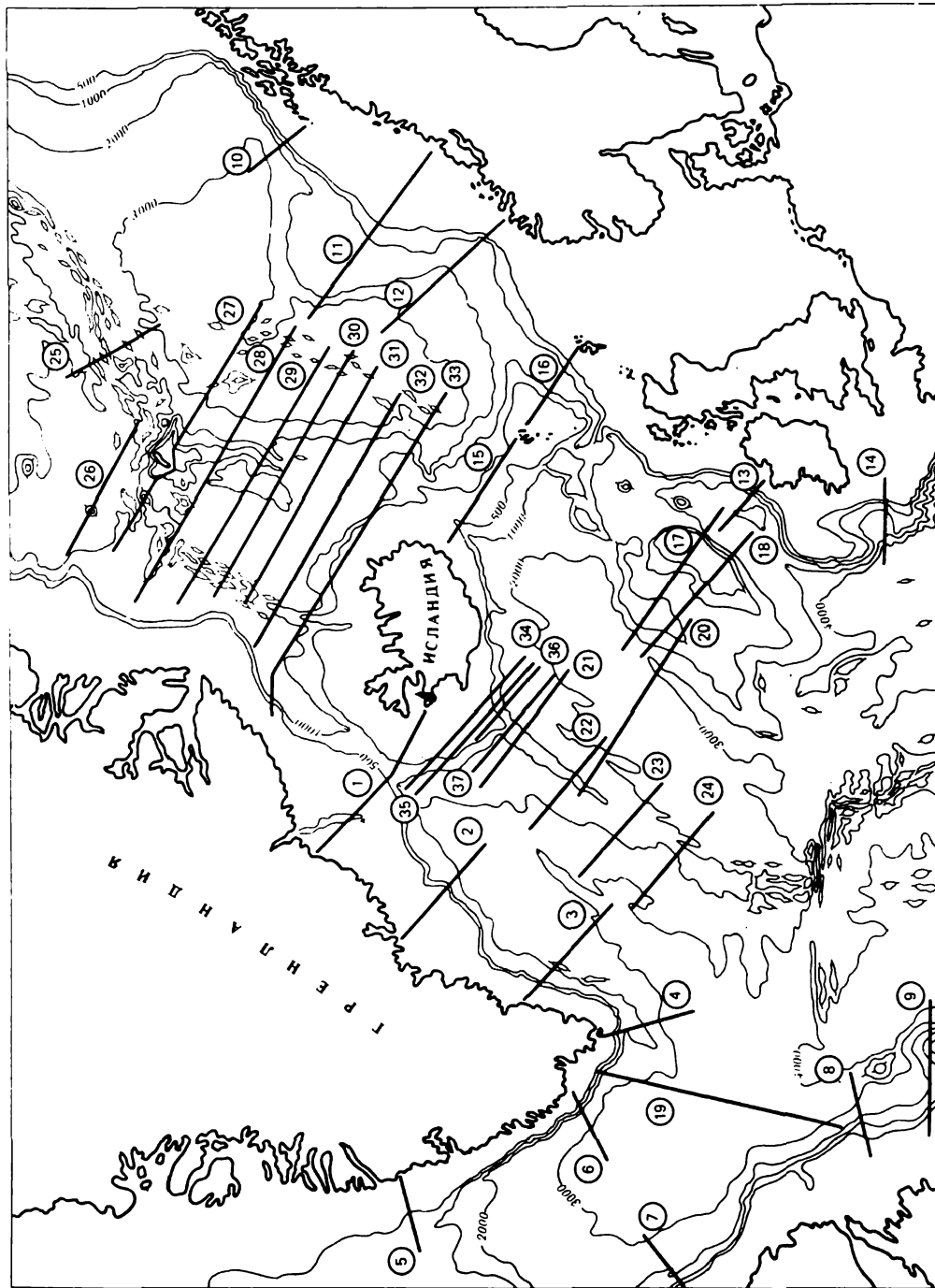
В открытых частях океана и в районе Исландии планомерные исследования рельефа дна развернулись в связи с Международным геофизическим годом в силу возросшего интереса к проблемам глобальной морфологии и тектоники Земли, а также благодаря расширению сферы морского рыболовства. В период МГГ в этой области океана работали советские и норвежские экспедиции на судах "Севасто-

поль", "Лена", "И. Иорт" и "Г.О. Сарс", исследовавшие рельеф дна Норвежского и Гренландского морей (Литвин, 1964; Eggwin, 1961), советские и западногерманские экспедиции на судах "Михаил Ломоносов", "Антон Дорн" и "Гаусс", изучавшие рельеф дна северной части Атлантического океана (Ильин, 1960; Ulrich, 1960, 1962, 1963). На основании собранных в этот период данных был составлен ряд новых батиметрических карт, в частности обобщающая их генеральная карта "Атлантический океан" масштаба 1:10 000 000 (1971).

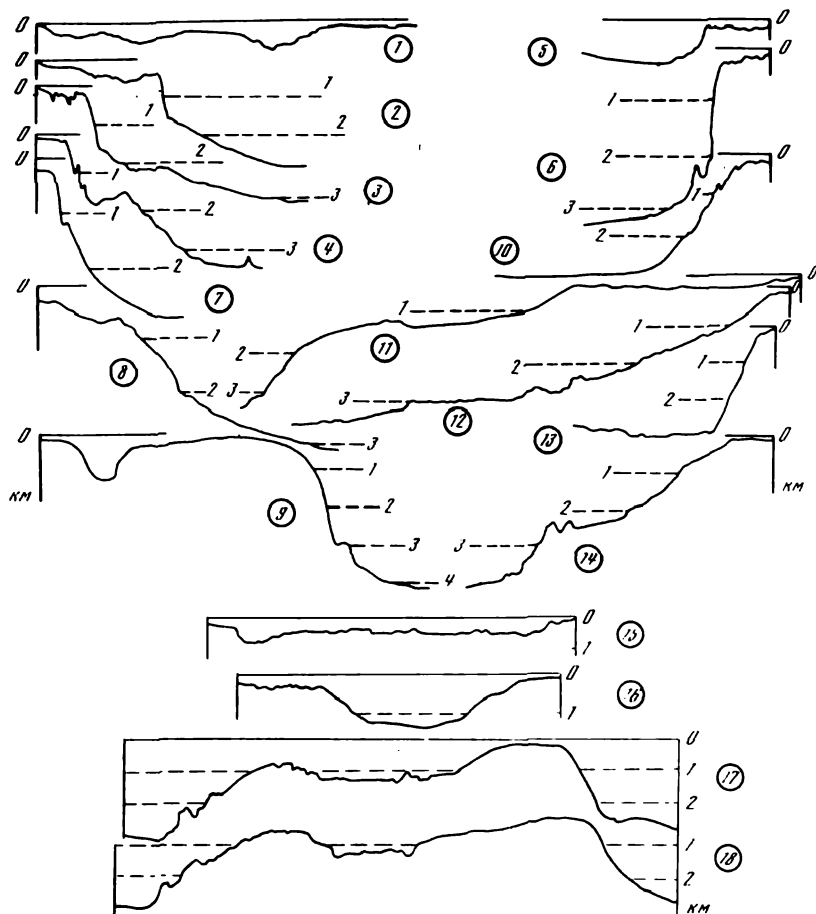
В последние 15 лет работы по международным проектам верхней мантии Земли и Геодинамическому и стремление выявить роль срединно-океанических хребтов и рифтовых систем в глобальной тектонике Земли привели к существенной активизации исследований дна океана в районе Исландии. Первоначально это были работы рекогносцировочного типа, выполненные гидрографическими судами США, ФРГ и Англии (Ulrich, 1960, 1963; Fleischer, 1964, 1971, 1973, 1975; Aric, 1970; Meyer e.a., 1972; Bott, 1971; Johnson, Heezen, 1967; Johnson e.a., 1971, 1972, 1974; Vogt, Johnson, 1971). В дальнейшем планомерное геолого-геофизическое изучение, в частности геофизические исследования в связи с подготовкой к глубоководному бурению, имело особенно большое значение для понимания геоморфологии дна этой области океана. Такие работы проводились в последние годы на судах "Вима" и "Трайидент" (США), на судах "Метеор" и "Планет" (ФРГ), советскими учеными на "Академике Курчатов" (Talwani e.a., 1971; Eldholm, Windisch, 1974; Fleming e.a., 1970; Talwani, Eldholm, 1976; Удинцев, 1974; Talwani, Udintsev, 1976), в районе самой Исландии — исландскими экспедициями (Palmason, 1974), к югу от Исландии — английскими исследователями (Laughton, 1965; Roberts, 1974), советскими рыбохозяйственными экспедициями (Котенев и др., 1973).

Для формирования представлений о геоморфологии дна океана в области Исландии для советских исследователей особенно важными были две экспедиции нис "Академик Курчатов", составлявшие, как указывалось выше, морскую часть советской комплексной Исландской экспедиции. Это были 10-й и 15-й рейсы "Академика Курчатова" (Удинцев, 1972). В Норвежском море, в районе самой Исландии, на хребте Рейкьянес и в зоне разлома Гиббса в этих двух рейсах была проведена планомерная комплексная геофизическая съемка по системе параллельных галсов, ориентированных с северо-запада на юго-восток. Расстояния между съемочными галсами были в среднем около 20 миль. Кроме того, были проведены особо детальные исследования на полигонах в районе Ян-Майенского разлома, на Исландском плато и Ян-Майенском хребте. На этих полигонах расстояния между галсами были около 5—10 миль и местами около 1 мили. В северной части хребта Рейкьянес съемка проводилась на галсах, отстоящих друг от друга примерно на 10 миль. Весьма детальными были также исследования в зоне разлома Гиббса.

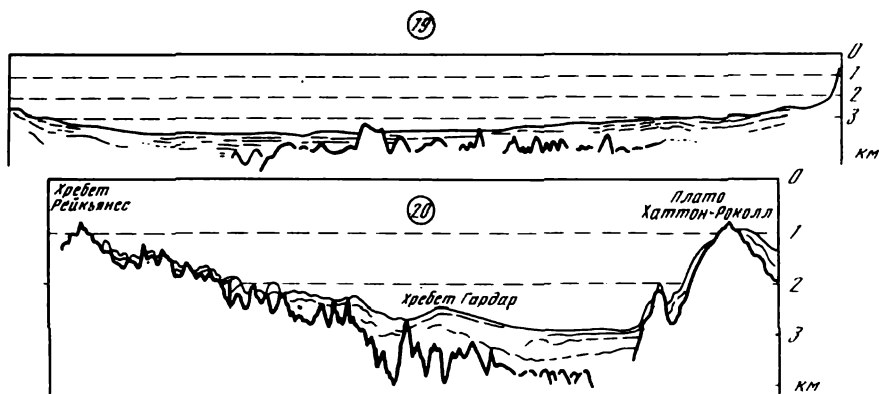
На основании материалов, полученных экспедициями последних лет, были опубликованы подробные батиметрические карты и статьи, посвященные геоморфологии дна океана в области, прилегающей к Исландии (Литвин, 1968; Fleischer, 1974; Bott, 1974; Johnson, 1974; Vogt, 1974; Roberts, 1974; Dewe, 1974; Palmason, 1974; Talwani, Eldholm, 1974; Talwani, Udintsev, 1976). В результате сейчас можно составить уже достаточно полное представление о рельефе дна этой части океана. Впрочем, следует заметить, что некоторые детали морфологии дна все еще изучены недостаточно даже в относительно хорошо исследованных районах, например, на хребтах Рейкьянес и Кольбейнсей, а некоторые районы, как, например, подводная окраина Гренландии, северная оконечность хребта Кольбейнсей, восточная и западная части Ян-Майенского разлома, как нам кажется, вообще плохо изучены. Поэтому трудно дать однозначную генетическую интерпретацию данных о морфологии дна в области Исландии, и, следовательно, представления о генезисе тех или иных морфоструктур, встречающиеся в работах различных авторов, весьма противоречивы. Глубоководное бурение, проведенное в области Исландии в 12, 38, 48 и 49-м рейсах бурового судна "Гломар Челленджер", позволило существенно продвинуться в понимании тектоники дна океана



Р и с. 3. Профили дна океана (положение) в области Исландии



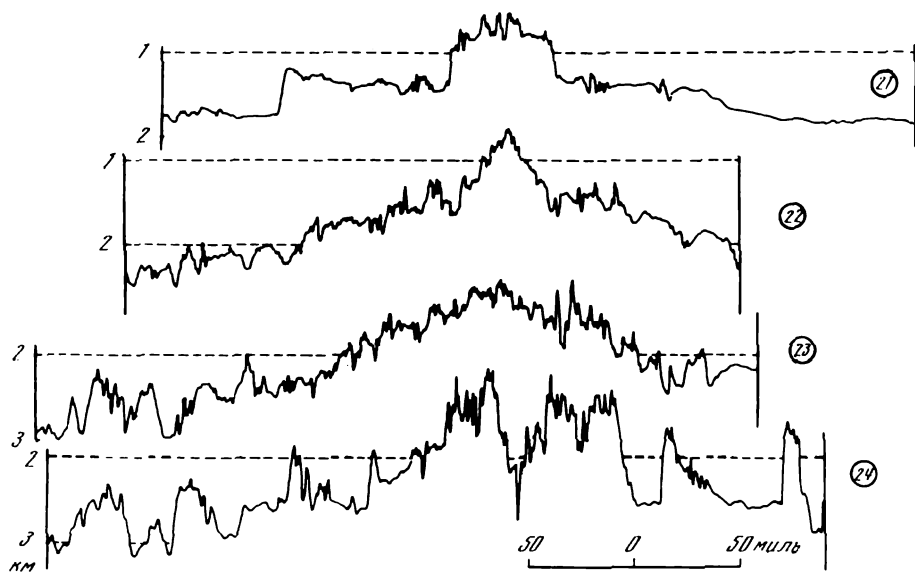
Р и с. 4. Профили дна океана в области Исландии



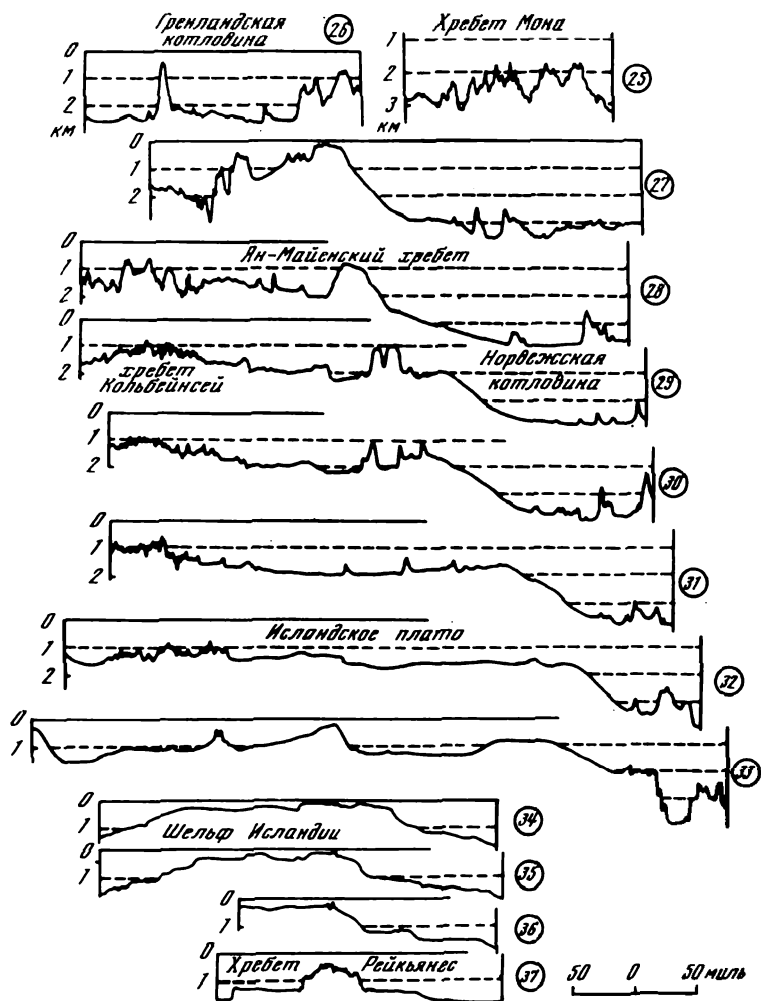
Р и с. 5. Профили дна Ирмингеровой и Исландской котловин
(Drake c.a., 1963; Initial reports. . ., 1973)

и истории его развития, но все же следует признать, что многое осталось по-прежнему неясным, возникли новые вопросы, для разрешения которых необходимо более глубокое бурение.

Как мы уже отмечали выше, примыкающая к Исландии и обладающая общей с ней историей развития область океана охватывает обширное пространство Северной Атлантики и Норвежско-Гренландский бассейн (Норвежское и Гренландское море) Северного Ледовитого океана. Центральной и важнейшей для



Р и с. 6. Профили хребта Рейкьянес (Ulrich, 1960)



Р и с. 7. Обзорные профили дна Исландского региона

понимания строения всей этой области морфоструктурной системой является срединно-океанический хребет (рис. 3–7). Он состоит из нескольких разделяемых крупными разломами и поднятием Исландии звеньев: хребта Рейкьянес к югу от Исландии, отделенного от остальной части Срединно-Атлантического хребта зоной разлома Гиббса, хребта Кольбейнсей (иногда его называют Исландско-Ян-Майенским, но мы предпочитаем название Кольбейнсей, чтобы не смешивать этот хребет с Ян-Майенским хребтом, не относящимся к системе срединно-океанического хребта), отделенного от него зоной Ян-Майенского разлома хребта Мона и хребта Книповича, отделенного от предыдущего хребта зоной Гренландского разлома, а от срединно-океанического хребта Центрального Арктического бассейна, хребта Гаккеля, зоной разлома Нансена (или Шпицбергенского). К северу от Исландии к этой системе срединно-океанического хребта примыкают Исландское плато и Ян-Майенский хребет, а к востоку и к западу — хребты-пороги Гренландско-Исландский и Фарерско-Исландский (см. рис. 7). В какой мере их происхождение связано со срединно-океаническим хребтом — вопрос достаточно сложный и спорный. Впрочем, отличие Ян-Майенского хребта от звеньев срединно-океанического хребта вполне очевидно. Поэтому мы рассмотрим все эти морфоструктуры особо.

По обеим сторонам от срединно-океанического хребта лежат глубокие котловины Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна: на западной стороне (с юга на север) — Лабрадорская, Ирмингерова, Гренландская, на восточной — Исландская, Норвежская и Лофотенская. Особенностью рассматриваемой области океана является частое несоответствие осей звеньев срединно-океанического хребта медианной линии океана. Вследствие этого размеры котловин по обеим сторонам от срединно-океанического хребта и их очертания далеки от симметрии. Так, смещение оси хребта Рейкьянес к западу от медианной линии сопровождается соответственно тем, что Ирмингерова котловина значительно меньше по своим размерам Исландской с примыкающими к ней с запада котловиной Поркюпайн и Ирландского желоба. Смещенность к западу хребта Кольбейнсей вызывает резкое несоответствие в размерах Норвежской котловины и узкого юго-западного окончания Гренландской котловины (Гренландский желоб).

Примерно на медианной линии лежит хребет Мона и размеры Лофотенской и Гренландской котловин примерно одинаковы. Хребет Книповича резко смещен относительно медианной линии к востоку, и к востоку от него практически нет депрессии, симметричной Гренландской котловине.

Подводные окраины континентов в этой области океана существенно меняют свою ширину вдоль простираения и, что особенно важно, значительно осложнены относительно погруженными и местами частично или почти полностью отчлененными от материкового склона блоками.

Континентальный шельф Гренландии весьма широк на севере, но значительно сужается в южной части ее восточного побережья. Огромный шельф Баренцева моря сменяется к югу узким шельфом Скандинавии и затем вновь обширным шельфом Северного моря. На континентальном склоне Скандинавского полуострова расположено глубоко опущенное плато Воринг, на склоне к западу от Британских островов — плато Поркюпайн. Почти отделяясь от подводной окраины Европы желобами Ирландским и Фарерско-Шетландским, лежат плато Хаттон-Роколл и поднятие Фарерских островов. По существу выступами подводных окраин континентов в морфологическом отношении являются Фарерско-Исландский порог к востоку от Исландии и Гренландско-Исландский порог к западу от нее. Вместе с Исландией они образуют как бы единый порог — Британско-Гренландский, являющийся естественной границей между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами.

Срединно-океанические хребты в Атлантическом океане и Норвежско-Гренландском бассейне являются частью планетарной системы срединно-океанических хребтов, опоясывающих по дну океанов весь земной шар. Хребет представляет собой огромное горное сооружение, в котором четко выделяются гребневая (рифтовая) зона и фланги.

В Атлантическом океане срединно-океанический хребет располагается примерно посередине между материковыми окраинами. К юго-западу от Исландии протягивается хребет Рейкьянес, который на широте 53° с.ш. срезается зоной разлома Гиббса. Южнее зоны разлома простирается Северо-Атлантический хребет. Его северная часть в плане образует дугу, выпуклую к востоку.

Ширина хребта достигает 500–600 миль. Рифтовая зона представляет собой приподнятый на 1000–1200 м над поверхностью флангов сильно расчлененный блок шириной около 90–100 миль (Ильин, 1971, 1976; Loncarevic, 1967). Вдоль оси рифтовой зоны прослеживается хорошо выраженная рифтовая долина в виде серии сменяющих друг друга по простиранию, или сочленяющихся эшелонированно, глубоких и узких ложбин. Их днища достигают глубин 3200–3600 м. Рифтовые гряды по обеим сторонам рифтовой долины образованы короткими гребнями асимметричной формы. Как правило, их внутренние склоны (в сторону оси хребта) круче внешних. Глубина расчленения составляет 500–800 м.

Вершины рифтовых гряд располагаются на глубинах 1800–2000 м. Они осложнены во многих местах коническими подводными горами, которые имеют минимальные отметки глубин 1000–1200 м. Крутизна склонов составляет около 20° . Наиболее крупная группа подводных гор, называемых горами Фарадея, располагается в районе между 49° и 51° с.ш.

Фланги Северо-Атлантического хребта представляют собой постепенно снижающиеся в обе стороны поверхности с глубинами от 3000 до 4500 м. Они расчленены на многочисленные, вытянутые по простиранию хребта гряды, состоящие из блоков высотой до 700 м. Ширина блоков составляет 10–20 миль. Днища ложбин между ними большей частью выровнены за счет осадконакопления, что подтверждается материалами сейсмопрофилирования. Местами на фоне такого монотонно-расчлененного рельефа встречаются отдельные конические подводные горы.

Северная часть Северо-Атлантического хребта в ряде мест расчленена короткими поперечными разломами, по которым наблюдается смещение рифтовых структур на 15–20 миль. Такие разломы отмечаются по параллелям $48^{\circ}00'$, $49^{\circ}50'$, $50^{\circ}40'$ с.ш. Все они выражены поперечными желобами с глубинами до 3800 м.

В районе между 52° и 53° с.ш. хребет пересекается системой крупного поперечного разлома Гиббса, которая протягивается в обе стороны далеко за пределы рифтовой зоны. Этот район был изучен ранее американскими исследователями (Fleming et al., 1970) и обследован в 15-м рейсе "Академика Курчатова" (рис. 8).

Зона разлома Гиббса представлена двумя крупными поперечными желобами субширотного простирания, разделенными узким гребнем. Общее смещение рифтовых структур, отмечаемое между осями рифтовых долин, достигает 200 миль.

Северный желоб представляет собой узкую, почти прямолинейную депрессию. Крутизна склона составляет в основном около 15° , но на уступах, осложняющих его, достигает 20° и более. Ширина днища не превышает 2 миль, а наиболее глубокие плоские участки имеют ширину менее 1 мили. Глубины на дне желоба вблизи примыкающих с севера и юга рифтовых долин достигают 4290–4320 м, а посередине уменьшаются до 4060–4080 м. С обоих концов на границах рифтовой зоны дно желоба ограничивается порогами с минимальными глубинами 3750–3800 м. Далее к востоку разлом прослеживается по зоне дробления подводного рельефа и серии уступов, а на западе после порога снова появляется довольно четко выраженный желоб, достигающий внешней границы фланга Срединно-Атлантического хребта. Этот участок желоба имеет более широкое, плоское дни-



ше (до 5 миль), а крутизна склонов уменьшается до 10° , хотя на отдельных участках достигает $15-18^\circ$.

Южный желоб в пределах рифтовой зоны, в ее восточной части, также представляет собой узкую депрессию с крутыми склонами, осложненными уступами. Ширина плоского дна составляет 1–2 мили, а глубины достигают немногим более 4000 м. На востоке желоб ограничен порогом с глубиной менее 3000 м, а на западе после порога с глубиной около 3750 м желоб продолжается вплоть до внешнего края фланга Срединно-Атлантического хребта. Глубины дна желоба в пределах западной части рифтовой зоны составляют 3870–3980 м, а на фланге хребта уменьшаются до 3500–3700 м. Ширина плоского дна соответственно увеличивается от 2 до 5 миль.

Разделяющий оба желоба гребень имеет ширину около 15 миль. Вершинная поверхность его представлена серией остроконечных гряд с минимальными глубинами от 2350 до 2800 м. В средней части гребня, между смещенными рифтовыми долинами, отмечены две седловины, где глубины несколько более 3000 м. Видимо, эти седловины являются связующими звеньями между рифтовыми долинами хребтов Рейкьянес и Северо-Атлантического.

Вдоль южного и северного бортов обоих поперечных желобов протягиваются гряды рифтовых структур со значительным поперечным (по отношению к желобам) расчленением. Глубины над южным гребнем варьируют от 2000 до 3000 м, а минимальная отметка приурочена к поднятию вблизи рифтовой долины – 913 м. Северный гребень в общем выше, что создает некоторую асимметрию всей зоны разлома Гиббса. Глубины здесь колеблются от 1500 до 2500 м, а минимальная отметка зафиксирована на подводной горе Миниа – 718 м, расположенной с восточной стороны рифтовой долины хребта Рейкьянес (Fleming *et al.*, 1970).

От разлома Гиббса до Исландии протягивается хребет Рейкьянес, который имеет хорошо выраженные рифтовую зону и фланги (см. рис. 6), но характер их строения меняется с юга на север (Ильин, 1960; Ulrich, 1960). В южной части хребта (до параллели 60° с.ш.) рифтовая зона достигает ширины 80 миль и представляет собой сводообразное поднятие с сильно расчлененным рельефом. Здесь хорошо выражена рифтовая долина в виде эшелонированно расположенных узких ложбин, глубины в которых достигают 2500–2900 м. Вершины рифтовых гряд располагаются на глубинах 1600–1800 м, а отдельные горы поднимаются выше (до глубины 800 м). Крутизна склонов составляет около 20° , а глубина расчленения – до 500 м. В районах $55^\circ 00'$ и $57^\circ 00'$ с.ш. рифтовая зона пересекается небольшими поперечными разломами, выраженными в виде слабо развитых поперечных желобов.

Фланги южной части хребта Рейкьянес располагаются на глубинах от 2200 до 3000 м. Их поверхность представляет собой сплошное чередование вытянутых по простиранию хребта блоков шириной 5–10 миль, часто асимметричных, разделенных довольно узкими ложбинами. Высота блоков составляет 500–700 м. Кру-

тизна склонов колеблется от 8 до 15°. Днища ложбин на флангах хребта большей частью выровнены. На этом фоне встречаются отдельные конические горы высотой до 1300 м. Ширина южной части хребта Рейкьянес составляет около 500 миль, за исключением выступа в сторону Лабрадорской котловины, где ширина значительно больше.

Севернее параллели 60° с.ш. хребет начинает постепенно сужаться, и вблизи Исландии его ширина не превышает 300 миль, а ширина рифтовой зоны — около 30 миль. Этот район был детально исследован американскими экспедициями (Talwani *et al.*, 1971), а его северный участок обследован в 10-м рейсе "Академика Курчатова". Рифтовая зона здесь представляет горстовое поднятие, ограниченное с обеих сторон крутыми (от 8 до 25°) уступами высотой до 650 м. Глубины над вершинной поверхностью постепенно увеличиваются к юго-западу от 600 до 1200 м. Эта поверхность сильно расчленена многочисленными короткими гребнями, разделяющими их ложбинами и отдельными подводными горами, вершины которых поднимаются до уровня глубин 400–600 м. Типичной рифтовой долины в северной части хребта Рейкьянес вплоть до параллели 58° с.ш. не обнаружено, но отдельные наиболее глубокие ложбины с глубинами до 1300 м могут рассматриваться как своего рода "зачаточные" ее формы.

В обе стороны от рифтовой зоны простираются слабо наклоненные холмистые равнины, образующие фланги северной части хребта Рейкьянес. Примерно посередине между рифтовой зоной и внешней границей хребта эти равнины разделены уступами высотой до 500 м на две поверхности, располагающиеся на глубинах соответственно 1400–1500 и 2000–25000 м (Ulrich, 1960). Такой спокойный характер рельефа флангов северной части хребта Рейкьянес, отличный от блоково-грядового рельефа флангов его южной части (и флангов Северо-Атлантического хребта), связан, по-видимому, с широким распространением покровов платобазальтов, аналогичных нижней серии палеогеновых платобазальтов Исландии. Гребень хребта Рейкьянес (рифтовая зона) представляет собой, очевидно, горстовую структуру, осложненную разломами и проявлениями вулканизма.

Северная оконечность хребта Рейкьянес примыкает к островному склону Исландии (см. рис. 7, профили 34–37). Рифтовая зона прослеживается далее на шельфе вплоть до полуострова Рейкьянес в виде цепи подводных скал и гряд, разделенных узкими продольными ложбинами (Литвин, 1966). Амплитуды глубин здесь достигают 100–200 м, а крутизна склонов колеблется в пределах 10–20°. Ширина этой расчлененной зоны на шельфе составляет 6–10 миль. Можно предполагать, что здесь над поверхностью шельфа выступает только осевая часть рифтовой зоны, тогда как ее фланги скрыты под покровами базальтов.

Исландия окружена довольно значительным островным шельфом. У западного побережья шельф имеет ширину до 80 миль, образуя выступ в сторону Гренландии, который является частью Гренландско-Исландского порога. На севере и востоке ширина шельфа не превышает 50–60 миль, а на юге сокращается до 10 миль. Почти повсеместно, за исключением самого южного участка, шельф расчленен радиально расходящимися подводными долинами на ряд банок (Литвин, 1964, 1966). Поверхность банок большей частью выровнена, местами мелкохолмиста. Глубины на них не превышают 150–180 м.

Островной склон вокруг Исландии меняется от места к месту по крутизне и расчленению. К западу от острова он полог и имеет ступенчатое строение. Уступы располагаются на глубинах 800–1200 м, высота их достигает 200–500 м, крутизна — более 10°. На северо-западе и юго-востоке островной склон образует невысокие уступы крутизной не более 2°, а их подножия граничат соответственно с Исландско-Гренландским желобом и Фарерско-Исландским порогом. К северу от Исландии склон наиболее полог (уклоны 1–2°) и почти не расчленен. У южного побережья острова склон имеет явно выраженный вогнутый профиль и расчленен многочисленными небольшими подводными каньонами.

Исландия и окружающий ее шельф занимают узловую позицию в Северной Атлантике, где пересекаются важнейшие структуры: срединно-океанический хребет и древний материковый мост между Европой и Гренландией (Белоусов, 1968).

Это обусловило тот интерес, который был проявлен при изучении дна океана в районе Исландии в рейсах нис "Академик Курчатов".

В тектоническом отношении Исландия делится на три зоны (Муратов, 1961). Западная и восточная сложены покровами третичных платобазальтов. Между ними, пересекая остров с юго-запада на северо-восток, протягивается зона Центрального грабена, характеризующаяся четвертичным и современным вулканизмом и высокой сейсмичностью. Центральный грабен представляет собой по существу продолжение рифтовой зоны срединно-океанического хребта. Поверхность вулканических пород, заполняющих грабен, расчленена многочисленными продольными разломами, вдоль которых располагаются вулканические конусы, островерхние гребни и тектонические долины, являющиеся аналогами рифтовых гребней и долин Срединно-Атлантического хребта. К зоне Центрального грабена приурочены почти все эпицентры землетрясений, зафиксированные в Исландии, а также все действующие вулканы. Характерной чертой современной тектоники Центрального грабена являются непрерывно образующиеся трещины, называемые гьярами, которые свидетельствуют о процессах растяжения земной коры (Thorarinsson, 1966). Все это служит дополнительным доказательством представлений о глыбово-вулканическом строении рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.

У северного побережья Исландии, где выходит зона Центрального грабена, на шельфе заметно поперечное смещение к западу контуров желобов и банок. Распределение эпицентров землетрясений в этом районе также указывает на смещение активной рифтовой зоны к западу. Здесь предполагается существование зоны разлома Хусавик (Sykes, 1965; Vogt, 1974; Johnson, 1974).

Севернее этой зоны поперечного смещения рифтовая зона на шельфе Исландии прослеживается по цепи поднятия и гребней (рис. 7, профиль 33). Вершина одного из гребней выступает над уровнем моря в виде небольшого острова Кольбейнсей.

Далее в направлении на север-северо-восток, параллельно материковой окраине Гренландии, протягивается Исландско-Ян-Майенский хребет, или хребет Кольбейнсей. По своей морфологии — это достаточно типичный рифтовый хребет, пересекающий Исландское плато (Литвин, 1968; Johnson, Heezen, 1967). На рифтовую природу этого хребта указывают также полосовые магнитные аномалии (Vogt et al., 1970). Геофизическая съемка, выполненная здесь на нис "Академик Курчатов", дала новые материалы о строении хребта (рис. 7, профили 28–32).

Хребет Кольбейнсей представляет собой линейное сводообразное поднятие шириной около 50–60 миль, поверхность которого сильно расчленена на множество гряд и ложбин. Осевая рифтовая долина здесь выражена слабо. Ее можно проследить по нескольким кулисообразно расположенным ложбинам с максимальными глубинами до 1600 м. Минимальные глубины над вершинами гряд составляют 700–800 м. Глубина расчленения сравнительно невелика, в пределах 200–600 м. Крутизна склонов составляет в среднем около 10° , но местами достигает $20\text{--}25^\circ$. Особенности рельефа хребта (его мелкое расчленение и отсутствие четко выраженной глубокой рифтовой долины) аналогичны характеру рельефа Центрального грабена Исландии и обусловлены, вероятно, тем, что обе структуры развились на субматериковой коре Британско-Гренландского порога с широким распространением третичных платобазальтов.

Примерно на широте 69° хребет пересекается небольшим поперечным разломом Спар, выраженным в виде желоба с глубинами до 1750 м. Здесь наблюдается правостороннее смещение рифтовых структур примерно на 10 миль (Vogt et al., 1970).

Еще один разлом располагается на 71° с.ш. Поперечный желоб с глубинами до 2000 м отделяет от основной части хребта Кольбейнсей массив, вытянутый в широтном направлении. Глубины над этим массивом составляют от 300 до 600 м, поверхность его осложнена отдельными возвышениями и холмами, как, например, банка Эггвин с минимальной глубиной 23 м (Литвин, 1964). Северный и южный склоны массива образованы крутыми ступенчатыми уступами, вероят-

но, сбросового происхождения. На востоке массив соединяется с поднятием о-ва Ян-Майен, но между ними располагается понижение дна до глубины 1200 м. К северу и югу от этого участка на дне возвышаются крупные плосковерхие горы с минимальными глубинами около 400 м. Вокруг Ян-Майена (вернее, к западу, югу и юго-востоку от него) простирается волнистое плато с глубинами до 300 м. Судя по строению острова, сложенного вулканическими породами базальтового состава, и многочисленным образцам базальтов, отобранных вокруг него и на возвышениях дна к западу, можно предполагать, что описанный массив вместе с Ян-Майенским поднятием представляет собой погруженное базальтовое плато (Литвин, 1968). Рифтовая зона проходит через это плато, очевидно, по понижению дна западнее Ян-Майена, которое можно рассматривать как аналогичное Центральному грабену Исландии.

Вдоль северо-восточного и северного краев Ян-Майенского массива протягивается крупный поперечный желоб, который является морфологическим выражением поперечного разлома, отделяющего хребет Кольбейнсей от хребта Мона (Литвин, 1968; Johnson, Heezen, 1967). Этот район был детально исследован в 10-м рейсе "Академика Курчатова" (рис. 9).

Ян-Майенский желоб протягивается на расстояние более 80 миль. Его днище образовано цепью вытянутых депрессий. Наиболее глубокая впадина (до 3815 м) располагается в юго-восточной части желоба, где от него в направлении на северо-восток отходит рифтовая долина хребта Мона. В северо-западной части желоба глубина меньше — около 2300 м, а вблизи о-ва Ян-Майен — не более 2040 м. Днище желоба почти везде плоское, но ширина плоских участков различна: она довольно велика в северо-западной и узка в юго-восточной части желоба. Северный борт желоба имеет сложное строение, так как он образован склонами рифтовых гряд хребта Мона. Это обуславливает его блоковое поперечное расчленение. На юго-востоке желоб ограничивается порогом с глубинами около 2200 м, после которого разлом на дне Норвежской котловины прослеживается по цепи подводных гор и уступов почти до Норвежского краевого плато. На северо-западном конце желоба также имеется менее четко выраженный порог, после которого разлом продолжается по подножию крутого ступенчатого уступа вулканического массива, описанного выше.

Таким образом, в этом районе выявляется система из двух поперечных разломов: главного Ян-Майенского и разлома по широте 71° . По обоим разломам наблюдается общее правостороннее смещение рифтовых структур от хребта Кольбейнсей к хребту Мона на расстояние около 120 миль. В обоих разломах, особенно в Ян-Майенском, четко видно, что поперечные желоба располагаются только в пределах рифтовых зон, а далее разломы прослеживаются лишь по уступам и цепям подводных гор. Такая закономерность в строении подводного рельефа зон разломов отмечалась и на других участках Срединно-Атлантического хребта (Литвин и др., 1972).

Хребет Мона протягивается на восток-северо-восток от Ян-Майенского разлома примерно до меридиана 10° в.д., где поворачивает к северу и продолжается далее в виде хребта Книповича. Здесь имеется хорошо выраженная рифтовая зона шириной около 10 миль и слабо развитые фланги. Рифтовая зона представляет собой сводообразное поднятие шириной до 80 миль, поверхность которого сильно расчленена сериями гряд и ложбин. Рифтовая долина представлена узкими, эшелонированно расположенными ложбинами с глубинами до 2800–3400 м. Вершины гребней находятся на глубинах 1500–1800 м. Они осложнены местами коническими подводными горами, наиболее высокими из которых являются горы Мюрсет, Месяцева, Бойд и другие с минимальными отметками глубин 550–800 м (Литвин, 1964). Крутизна склонов в среднем составляет около 10° , но на склонах гор и рифтовых долин она достигает $25-30^{\circ}$. Ширина хребта около 150 миль.

Вдоль южной границы хребта Мона фланговая зона практически не выражена, а с северной стороны протягивается сравнительно широкая полоса среднегорного рельефа, где средний уровень глубин составляет около 3200 м. Слабое развитие флангов на хребте Мона можно объяснить тем, что значительная их часть захоро-

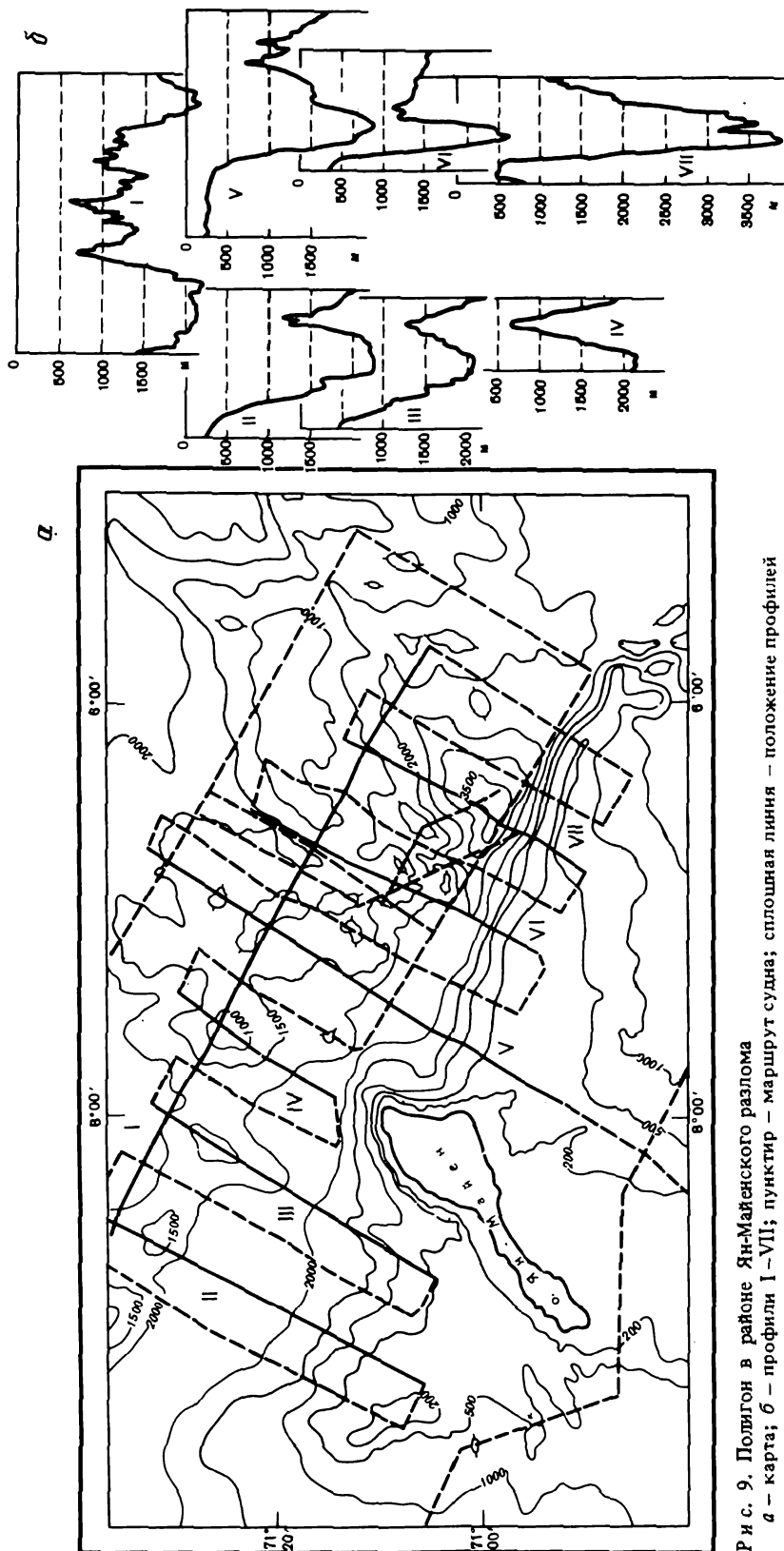


Рис. 9. Полигон в районе Ян-Майенского разлома
 а - карта; б - профили I-VII; пунктир - маршрут судна; сплошная линия - положение профилей

нена под покровом осадков в Гренландской и Лофотенской котловинах. На это указывают данные сейсмопрофилирования (Johnson, Freitag, Pew, 1971).

Выраженная в рельефе дна в виде узкого протяженного гребня зона Гренландского разлома ограничивает хребет Мона на северо-востоке. За этой зоной разлома простирается срединно-океанический хребт резко меняется на меридиональное. Морфология хребта Книповича, являющегося непосредственным продолжением срединно-океанического хребта, не обнаруживает, однако, сходства с типичной морфологией таких хребтов. Это узкие и сравнительно короткие гребни, отдельные горы и сопряженный с ними узкий длинный желоб. Особенности морфологии и недостаточная изученность хребта Книповича служат причиной его различной геологической интерпретации либо в качестве рифтового срединно-океанического хребта, либо в качестве зоны трансформного разлома (Johnson, Heezen, 1967; Johnson, 1974). Рифтовая зона хребта Книповича очень узка, ширина ее около 2–3 миль. Гребень хребта лежит на глубинах около 2200 м. Профиль хребта асимметричен, его восточный склон смыкается с подножием континентального склона Баренцевоморского шельфа. Нам кажется, что по своей морфологии хребет Книповича скорее всего должен отвечать зоне разлома. К западу от Шпицбергена, на широте $78^{\circ}30'$ с.ш., хребет вплотную смыкается с континентальным склоном, рифтовый желоб его выклинивается и далее к северу лежит зона разлома Нансена (или Шпицбергенского), отделяющая хребет Книповича от срединно-океанического хребта Центрального Арктического бассейна.

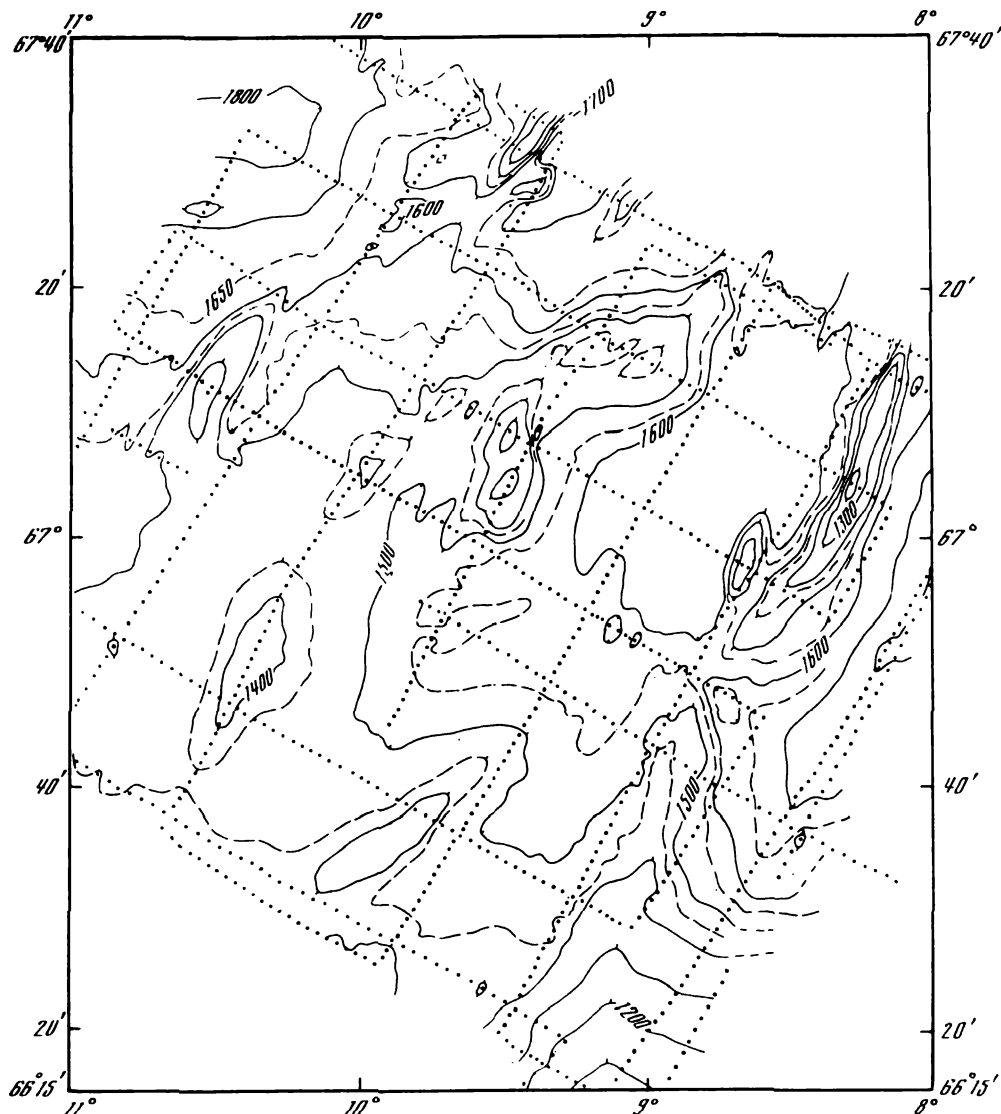
С системой срединно-океанического хребта области Исландии тесно связаны две крупные морфоструктуры, которые, однако же, резко отличаются от любого из звеньев его по своей морфологии. Это Исландское плато и Ян-Майенский хребет. Исландское плато лежит к востоку от хребта Кольбейнсей и ограничено на востоке ориентированным примерно по меридиану 7° з.д. склоном к Норвежской котловине. На юге плато ограничено островным склоном Исландии и склоном Фарерско-Исландского порога, на севере его ограничивает поднятие о-ва Ян-Майен. Ян-Майенский хребет расположен на восточном краю Исландского плато и протягивается на юг от о-ва Ян-Майен примерно до половины протяжения восточного склона плато.

Пространство дна Норвежского моря между Исландией и о-вом Ян-Майен, называемое Исландским плато (Johnson, Heezen, 1967), представляет собой, по данным исследований на нис "Академик Курчатов", погруженный участок древнего материкового массива. Плато располагается на глубинах 1800–2200 м. Рельеф большей частью ровный. Однако местами встречаются относительно невысокие уступы, ориентированные на север-северо-восток, а по краям плато видны небольшие подводные горы и холмы (Литвин, 1964). В районе Исландского плато детальные исследования были проведены в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов" на трех полигонах; один из них располагался в центральной части плато, второй – на Ян-Майенском хребте, третий – в юго-восточной части плато.

Полигон № 1 представляет участок слабо расчлененной равнины, ограниченной на западе грядой с крутым восточным склоном (рис. 10, вкл.). Восточный край равнины поднимается в виде пологого вала, который отделяет ее от наиболее глубокого участка Исландского плато, расположенного между этим валом и Ян-Майенским хребтом. Поверхность северной половины центральной части полигона расчленена и слегка прогнута. Отдельные валы, гряды и борозды имеют незначительную протяженность. Амплитуда расчленения в этой части не более 50 м. В южной части, наоборот, дно становится слегка выпуклым и менее расчлененным.

Пологий вал в восточной части полигона имеет относительную высоту над поверхностью центральной части порядка 100 м. На юге вал выклинивается. Восточный склон вала в верхней части пологий, но глубже становится круче и местами, как правило, осложнен сбросами, выраженными в рельефе отдельными уступами и гребнями относительной высотой от 120 до 400 м.

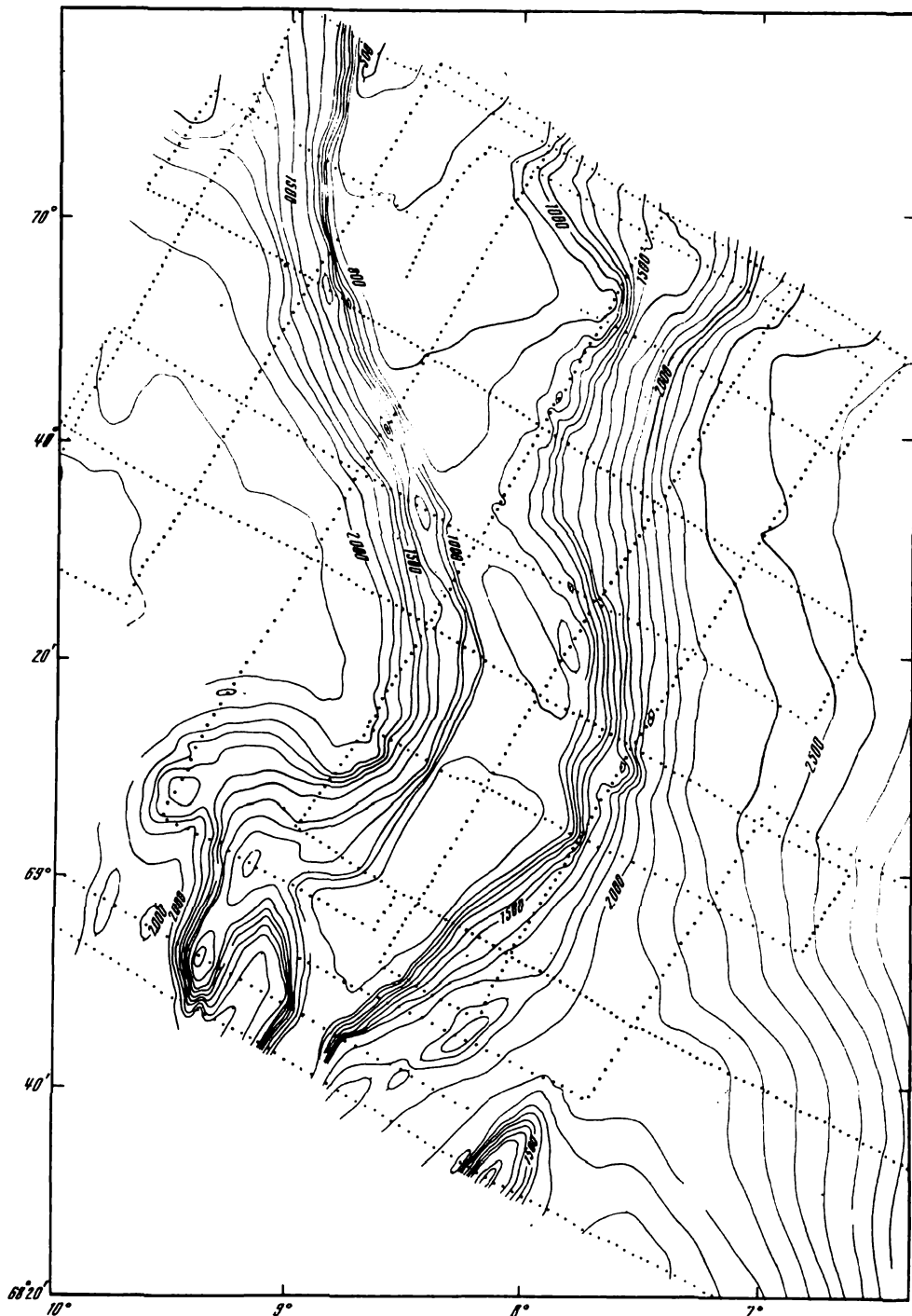
Вдоль северо-западной границы полигона расположена узкая, со средней шириной 2,5 мили, линейная гряда. Вдоль подножия восточного склона гряды протя-



Р и с. 11. Карта полигона 3 на Исландском плато
Пунктиром показан маршрут судна

гивается прогиб в виде отдельных депрессий с относительными глубинами 80–100 м. Относительная высота гряды над дном прогиба достигает 400–500 м. Простираение этой гряды, как и всех форм рельефа на полигоне, совпадает с простираением Исландского хребта.

Поверхность полигона № 3 в целом очень сходна с описанной выше (рис. 11). Она состоит также из ряда гребней, разделенных довольно выровненными поверхностями с аналогичным простираением форм. Общий наклон поверхности дна полигона соответствует общему уклону ступени Исландского плато. Наиболее выраженной формой рельефа района является линейное поднятие у восточной границы полигона. На широте $66^{\circ}50'$ гребень прерывается седловиной с глубиной, несколько большей 1500 м, к югу от которой гребень выражен в виде узкого выступа. В центральной части полигона расположен широкий вал с плоской вершиной, относительная высота которого достигает 200 м. Южная часть полигона покрыта значительным слоем осадков и на поверхности имеются лишь отдельные небольшие выступы первичного рельефа.



Р и с. 12. Карта полигона 2 на Ян-Майенском хребте
Пунктиром показан маршрут судна

Полигон № 2 охватывает центральную часть Ян-Майенского хребта (рис. 12). Этот хребет представляет массивное глыбовое поднятие дна, вытянутое от о-ва Ян-Майен на юг на протяжении около 150 миль. Вершинная поверхность хребта выровнена, а глубина ее постепенно увеличивается от островного шельфа Ян-Майена к югу от 500 до 1000 м. Ширина хребта колеблется в пределах 8–15 миль. Крутизна боковых склонов составляет в среднем от 5 до 8°, но на отдельных участках имеются уступы с крутизной до 15°.

В пределах полигона вершинная поверхность хребта в северной половине имеет слабый наклон к востоку, а в южной, наоборот, к западу. Центральная часть полигона на широте около $69^{\circ}85'$ является не только местом изменения наклона поверхности хребта, но и местом изменения морфологии склонов. Так, в северной половине описываемого района оба склона симметричны, а в южной половине восточный склон, как правило, более крут, чем западный. Кроме того, западный склон здесь осложнен приложенными к нему блоками и выступами. Далее к югу, уже за пределами полигона, Ян-Майенский хребет теряет свою монолитность и разделяется на ряд вытянутых асимметричных блоков, высоты которых постепенно понижаются, что хорошо видно на обзорных профилях. Это свидетельствует о проявлениях дифференцированных тектонических движений, приведших к раздроблению южной части Ян-Майенского хребта.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОТЛОВИНЫ

Самой южной из котловин, лежащих к западу от срединно-океанического хребта, в описываемом районе является Лабрадорская котловина. Дно ее представляет собой преимущественно выровненную поверхность, слегка наклоненную к юго-востоку. Глубины постепенно увеличиваются от подножия Канадско-Гренландского порога до границы с Ньюфаундлендской котловиной от 3000 до 4500 м (Котенев и др., 1973; Johnson, Vogt e.a., 1971). Подножие материкового склона Гренландии почти непосредственно граничит с дном котловины, только узкая полоса слабо развитого аккумулятивного шлейфа разделяет их. Вдоль южного склона Канадско-Гренландского порога и материкового склона Лабрадора, напротив, протягивается довольно хорошо развитая наклонная равнина аккумулятивного шлейфа, которая очень плавно, практически незаметно, переходит в дно Лабрадорской котловины.

Вблизи южной оконечности хребта Рейкьянес его западный фланг образует выступ в сторону Лабрадорской котловины. На продолжении этого выступа, примерно вдоль оси котловины протягивается цепь небольших подводных гор. Высоты их постепенно уменьшаются к северо-западу, а севернее 58° с.ш. горы исчезают совсем. По данным геофизических исследований, здесь располагается погребенный под толщей осадков Срединно-Лабрадорский хребет (Drake e.a., 1963; Johnson, Pew, 1968). На юго-востоке он сочленяется со Срединно-Атлантическим хребтом, а на северо-западе достигает Канадско-Гренландского порога. Подводные горы на дне Лабрадорской котловины — выступающие над поверхностью осадочного чехла вершины хребта (см. рис. 5, профиль, 19).

Особенностью Лабрадорской котловины является и так называемый срединно-океанический каньон, морфологически выраженный в виде неглубокого (врез до 150 м) корытообразного канала. Он прослеживается в средней части котловины примерно вдоль ее оси, а затем поворачивает к югу и продолжается далее в Ньюфаундлендской котловине. Местами вдоль бортов канала прослеживаются невысокие гряды, напоминающие прирусловые валы рек (Heezen e.a., 1969). Согласно новейшим исследованиям, ответвление этого канала, называемое каньоном Имарссуак, протягивается в пределы Ирмингеровой котловины, огибая южную оконечность материковой окраины Гренландии (Johnson e.a., 1973). На южном склоне Канадско-Гренландского порога и на материком склоне Гренландии, кроме того, прослеживается серия каналов, находящихся на продолжении подводных каньонов и впадающих в виде притоков в срединно-океанический канал (Котенев, Матишов, 1972). Наиболее вероятным кажется предположение об эрозионном происхождении этих каналов за счет воздействия периодических мутьевых потоков, стекающих сюда через подводные каньоны материкового склона.

Ирмингерава котловина протягивается между материковой окраиной Гренландии и хребтом Рейкьянес. Дно котловины представляет наклоненную к юго-западу равнину, осложненную местами, преимущественно по краям, небольшими горами и холмами. Глубины постепенно увеличиваются от подножия Исландско-

Гренландского порога до границы с Лабрадорской котловиной от 2400 до 3000 м. Наклонная равнина аккумулятивного шлейфа у подножия материкового склона Гренландии очень узка и местами отсутствует совсем (Ulrich, 1962). По всей вероятности, Ирмингерова и Лабрадорская котловины в течение длительного времени представляли собой области опускания, заполняемые осадками, что привело к значительной выровненности подводного рельефа. Это подтверждается материалами сейсмического профилирования (Johnson *et al.*, 1973).

Симметрично Лабрадорской котловине на восточной стороне срединно-океанического хребта лежит Западно-Европейская котловина, протягивающаяся на значительное расстояние вдоль материковой окраины Британии и Франции. Южная часть котловины преимущественно выровнена и образует Бискайскую абиссальную равнину. Глубины ее составляют 4500–4800 м. К северу абиссальная равнина постепенно сужается, а глубины уменьшаются. Вблизи подножия Роколлского плато дно Западно-Европейской котловины осложнено группами подводных гор высотой до 1400 м и многочисленными холмами.

Вдоль западного края Западно-Европейской котловины протягивается зона сплошного развития холмов и небольших гор. Особенно сильно расчлененный подводный рельеф наблюдается в районе 52–53° с.ш. Вероятно, эта зона нарушений является восточным продолжением разломов Гиббса, пересекающих рифтовую зону Северной Атлантики у южной оконечности хребта Рейкьянес.

К северу от Западно-Европейской котловины лежит небольшая котловина Поркьюпайн с отходящим от нее на северо-восток Ирландским желобом; на северо-западе к ней примыкает Исландская котловина, расположенная симметрично по отношению к Ирмингеровой котловине.

Дно ее представляет наклоненную к юго-западу равнину (рис. 5, профиль 20) а глубины постепенно увеличиваются от подножия Фарерско-Исландского порога на юг к границе с Западно-Европейской котловиной от 2200 до 3300 м. По восточному краю Исландской котловины, вдоль подножия Роколлского плато, прослеживается срединно-океанический канал Мори. По западному краю котловины, вдоль фланга хребта Рейкьянес, примерно на 350 миль протягивается вал высотой 300–400 м и шириной до 20 миль, который сложен мощной толщей осадков и назван хребтом Гардар (Johnson, Vogt, Schneider, 1971).

В Норвежском море имеется две котловины: Норвежская и Лофотенская. Первая занимает центральную часть моря. Глубины составляют в основном 3600–3700 м, а максимальная глубина достигает 3970 м и приурочена к локальной впадине в южной части котловины. Большая часть дна котловины представляет собой хорошо выровненную поверхность, на фоне которой в виде вытянутой с юга на север широкой зоны располагается значительное количество подводных гор. Высота гор над дном котловины – 500–1000 м, а наиболее крупные из них поднимаются более чем на 2000 м. Крутизна склонов достигает 10–15°. На юге эта зона срезается Фарерско-Исландским порогом, а на севере она смыкается с хребтом Мона. По данным сейсмопрофилирования (Johnson, Freitag, Pew, 1971), установлено, что описанные горы представляют собой возвышающиеся над поверхностью осадочного чехла вершины полупогребенного хребта. По своей расчлененности он напоминает рифтовую зону срединно-океанического хребта. Это подтверждается также наличием полосового магнитного поля (Avery *et al.*, 1968). По-видимому, здесь располагается древняя, ныне отмершая, рифтовая зона, аналогичная Срединно-Лабрадорскому хребту.

Лофотенская котловина, занимающая северо-восточную часть Норвежского моря, представляет собой наклоненную к западу равнину с глубинами от 2900 до 3250 м. На востоке она очень плавно переходит в материковое подножие, представляя с ним по существу единое целое. Судя по строению дна и данным сейсмопрофилирования (Johnson, Freitag, Pew, 1971), Лофотенская котловина является огромной аккумулятивной равниной, заполняемой осадками, сносимыми с шельфов Баренцева моря и Норвегии.

К северо-востоку от хребта Мона располагается Гренландская котловина. В пределы изученного нами района попадает ее южная часть. Глубины здесь состав-

ляют 2500–3000 м, поверхность дна представляет собой волнистую равнину, осложненную отдельными подводными горами. Одна из них, высотой около 2000 м, была обследована в 10-м рейсе "Академика Курчатова". Гора имеет коническую форму, крутизна склонов составляет более 20° . Вершина горы срезана и окаймляется четко выраженными террасами на глубинах 420–430 и 460–480 м. Вероятно, эти террасы были выработаны морской абразией при более низком стоянии уровня океана в плейстоцене. Вокруг подножия горы отчетливо виден кольцевой ров, созданный, по-видимому, как и у других подводных гор, воздействием придонных течений.

ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ

Вдоль юго-восточного побережья Гренландии протягивается относительно узкий шельф (40–60 миль), который значительно расширяется только в районе Датского пролива, достигая 150 миль. Здесь он образует выступ в сторону Исландии, составляя часть Исландско-Гренландского порога. Поверхность шельфа повсеместно расчленена поперечными желобами на ряд небольших возвышенностей (банок), от прибрежного мелководья банки отделены сериями продольных желобов. Глубины в желобах составляет 400–500 м, местами на продолжении крупных фиордов побережья желоба простираются до внешнего края шельфа (см. рис. 3, 4). Все они имеют характерный корытообразный поперечный профиль, а у внешнего края шельфа – пороги, глубины над которыми не превышают 350–380 м. Прибрежное мелководье достигает глубин 170–180 м, поверхность его неровная, мелкобугристая. На банках глубины составляют менее 200 м, иногда до 300 м. Здесь преобладает выровненный рельеф, местами осложненный мелкими бороздами и грядами (Авиллов, 1965; Литвин, 1970).

Аналогичное строение имеет шельф вдоль юго-западного побережья Гренландии (Матишов, 1972; Рвачев, 1963). Ширина шельфа увеличивается с юга на север от 40 до 90 миль. Глубины в продольных и поперечных желобах достигают 200–400 м, а на банках не превышают 80–100 м, только местами достигая 150 м. Несколько меньшие глубины на шельфе у юго-западного побережья Гренландии по сравнению с восточным можно объяснить, вероятно, разностью в ледниковой нагрузке Южной Гренландии. Как известно, максимум мощности ледникового щита здесь смещен к восточному берегу.

Материковый склон вдоль побережья Гренландии неодинаков по своему строению. Севернее Датского пролива он представляет собой уступ крутизной до $3-4^{\circ}$, подножие которого располагается на глубинах 1400–1600 м. Здесь склон резким перегибом граничит с выровненным дном Исландско-Гренландского желоба, который отделяет от склона находящийся восточнее Исландский хребет. В Датском проливе желоб сужается и становится мельче (до 590 м), разделяя шельфы Гренландии и Исландии, выступы которых образуют Исландско-Гренландский порог (см. рис. 3, 4, профиль 1).

К юго-западу от порога материковый склон представляет уступ вогнутой формы со средней крутизной $3-5^{\circ}$. Его подножие достигает глубин 2100–2200 м, где очень плавно переходит в пологонаклонную равнину дна Ирмингеровой котловины. Однако южнее $63^{\circ}30'$ с.ш. строение склона меняется (см. рис. 3, 4, профили 2–4). Крутизна его верхней части (до глубин 1500–1600 м) увеличивается до $8-10^{\circ}$, а на отдельных уступах – до 18° . Склон имеет значительное долинно-глыбовое расчленение, что наиболее хорошо выражено в южной части района (Авиллов, 1965; Литвин, 1970). Нижняя часть материкового склона в целом более пологая, но местами осложнена поднятиями асимметричной формы, внешний склон которых положе внутреннего (Ulrich, 1962), что свидетельствует о сбросовых дислокациях.

Глубина подножия материкового склона постепенно увеличивается от Датского пролива к югу, достигая вблизи южной оконечности Гренландии около 3000 м. От нижней части материкового склона у южной оконечности Гренландии в направ-

лении на юго-запад протягивается постепенно понижающийся вал, называемый хребтом Эрика (Johnson *et al.*, 1971). Предполагается, что он создан скоплением осадочного материала, поступающего сюда вместе с придонными течениями, обтекающими выступ материковой окраины южной Гренландии.

Материковый склон вдоль юго-западного побережья Гренландии также имеет характерные черты долинно-глыбового расчленения (Матишов, 1972). Верхняя часть его достигает крутизны $10-16^{\circ}$, а нижняя часть местами осложнена асимметричными блоками. Глубина подножия склона постепенно уменьшается к северу по мере приближения в Канадско-Гренландскому порогу (см. рис. 3, профили 5, 6). В районе порога шельф Гренландии обрывается крутым уступом, достигающим глубин 500–700 м, подножие которого резким перегибом граничит с относительно выровненной поверхностью порога.

Вдоль побережья полуострова Лабрадор строение шельфа в целом напоминает шельф Гренландии, только с более сглаженными формами рельефа. Ширина лабрадорского шельфа составляет в основном 60–80 миль. Прибрежное мелководье тянется узкой полосой и имеет глубины не более 100 м. Продольные и поперечные желоба выражены хорошо в южной части района, а к северу они сменяются локальными депрессиями (Литвин, Рвачев, 1962; Рвачев, 1972). Глубины в желобах составляют до 450–500 м, а на банках — от 150 до 300 м. Поверхность банок и днища желобов преимущественно выровнены, на склонах же преобладает мелкохолмистый рельеф. На юге район Лабрадора широким поперечным желобом отделяется от мелководной Большой Ньюфаундлендской банки.

Материковый склон Лабрадорского района отличается однообразием и относительно слабым расчленением (Котенев, Матишов, 1972). Почти на всем его протяжении верхняя часть (до глубин 1200–1500 м) имеет крутизну $2-3^{\circ}$. Местами встречаются отдельные подводные каньоны и небольшие ступени. Нижняя часть материкового склона более полого и на глубине около 2500 м плавно переходит в наклонную равнину аккумулятивного шлейфа, развитого здесь достаточно хорошо (см. рис. 3, профили 7, 8).

Восточнее Большой Ньюфаундлендской банки это однообразие материкового склона нарушается массивным поднятием банки Флеминг-кап, которая представляет собой краевое плато, отделенное от шельфа желобом глубиной до 1200 м (см. рис. 3, профиль 9). Глубины на банке составляют от 150 до 350 м. Северо-западнее банки, на нижней части пологого материкового склона располагается округлая возвышенность Орфан, глубины над которой составляют менее 2000 м.

В восточной части рассматриваемой области океана расположена подводная окраина Евразийского материка. На севере она начинается широким (более 120 миль) шельфом Баренцева моря. Рельеф поверхности шельфа разнообразен (Nansen, 1906; Кленова, 1960). Здесь прослеживается ряд подводных возвышенностей и разделяющих их широких низменностей: Центральная возвышенность, возвышенность Персея, Медвежинско-Надеждинское поднятие, Норвежский и Медвежинский желоба. Западный край Баренцево-морского шельфа представляет собой пологий перегиб поверхности дна и лежит на глубинах около 300–400 м. Пологий континентальный склон плавно переходит в поверхность дна Лофотенской котловины. В районе Медвежинского желоба поверхность континентального склона образует широкий плавный выступ. Близ 70-й параллели континентальный склон Баренцева моря примыкает к крутому и узкому континентальному склону Скандинавского полуострова и общее простиранение склона резко меняется с почти меридионального на юго-западное.

Шельф вдоль западного побережья Норвегии имеет очень хорошо выраженную прибрежную отмель, достигающую глубин около 50 м, называемую стрендфлетом. Во многих местах стрендфлет прорван подводными продолжениями фиордов, впадающих в продольные желоба шельфа. Рельеф стрендфлета мелкобугристый, со следами экзарационного воздействия плейстоценовых ледников. Аналогичная поверхность, только на несколько больших глубинах, отмечалась также у берегов Гренландии и Лабрадора (Holtedahl, 1956).

Остальная поверхность шельфа Норвегии расчленена поперечными желобами на ряд банок. У северо-западного побережья, где шельф узок, глубины на банках составляют не более 80–90 м, а в желобах достигают 300–400 м. В районе Средней Норвегии ширина шельфа увеличивается до 120–140 миль, желоба и банки становятся более обширными. Глубины в желобах достигают 350–450 м, а на банках – от 170 до 280 м. У юго-западного побережья Норвегии шельф снова сужается до 45 миль и представляет собой мелководье с глубинами менее 200 м. Его поверхность пересекается только небольшими узкими желобами с глубинами до 250 м (Литвин, 1970).

Поверхность банок с глубинами менее 100 м и днища желобов выровнены. На остальной части шельфа распространен мелкохолмистый реликтовый ледниково-аккумулятивный рельеф, созданный во время плейстоценовых оледенений. Выровненность поверхности банок обусловлена абразионно-аккумулятивным воздействием при послеледниковой трансгрессии океана. Днища желобов являются ареной довольно интенсивного осадконакопления, приведшего к их выравниванию (Литвин, 1970).

Материковый склон у северо-западного побережья Норвегии крут и расчленен многочисленными подводными каньонами (см. рис. 3, профиль 10). Средняя крутизна склона составляет $8-10^{\circ}$, а на отдельных участках достигает более 20° . В районе Средней Норвегии верхняя часть материкового склона представляет собой пологий (не более 2°) уступ, который на глубинах 1300–1400 м переходит в выровненную поверхность Норвежского краевого плато (Литвин, 1964). Внешние склоны имеют выпуклый профиль, крутизна их постепенно увеличивается книзу до $6-7^{\circ}$ (см. рис. 3, профиль 11), а подножие располагается на глубинах от 3000 до 3500 м. У юго-западного побережья Норвегии верхняя часть материкового склона до глубин около 1200 м представлена крутым ступенчатым уступом. Ниже простирается пологонаклонная поверхность, осложненная небольшими холмами (см. рис. 3, профиль 12), которая достигает глубин более 2000 м и затем плавно переходит в равнину аккумулятивного шельфа (Литвин, 1970).

От Шетландских островов вдоль западных берегов Шотландии и Ирландии ширина шельфа меняется от 20 до 70 миль, что обусловлено изгибами береговой линии, тогда как линия края шельфа относительно ровная. Поверхность шельфа на всем протяжении вдоль берегов Шотландии и Ирландии представляет собой волнистую равнину с отдельными возвышенностями (банками) с глубинами не менее 100 м и понижениями дна до 200 м. Внешний край шельфа повсеместно имеет глубины 150–170 м. В прибрежной зоне наблюдается мелкобугристый рельеф, поверхность банок преимущественно выровнена, а на остальной территории шельфа распространен мелкохолмистый рельеф. Западнее Ирландии встречаются небольшие песчаные гряды, созданные приливо-отливными течениями (Cartwright, Stride, 1958).

К югу от Ирландии, в районе так называемого Кельтского моря и на выходе из пролива Ла-Манш, рельеф шельфа более выровнен. Отмечаются слабо выраженные террасы на глубинах 30–40 и 60–80 м. На внешней части шельфа встречаются небольшие банки с глубинами менее 100 м, вытянутые в виде гряд с северо-востока на юго-запад, которые представляют собой, очевидно, реликтовые ледниково-аккумулятивные формы (Hadley, 1964).

Материковый склон к северо-западу от Шотландии и Ирландии представлен высоким уступом, спускающимся к дну Фарерско-Шетландского и Ирландского желобов, которые отделяют от материкового шельфа Фарерско-Роккопского поднятия (см. рис. 3, профиль 13). Склон повсеместно имеет слабое глыбовое расчленение, крутизна его не превышает $3-4^{\circ}$. Подножие склона располагается на глубинах: в Фарерско-Шетландском желобе – от 1100 до 1700 м, в Ирландском желобе – от 1500 до 3000 м.

Южнее Ирландского желоба материковый склон осложнен банкой Поркьюпайн, представляющей собой слабо погруженное краевое плато. Поверхность банки выпуклая, глубины составляют от 160 до 350 м. Крутизна внешних склонов банки постепенно увеличивается книзу до $5-6^{\circ}$. Их подножье достигает глубин 4000–

4200 м. Желоб, отделяющий банку от материкового шельфа, имеет глубины около 400 м. Нижняя часть материкового склона южнее банки Поркьюпайн образована крутым уступом Пендрагон (см. рис. 3, профиль 14), имеющим сбросовое происхождение (Day, 1959).

Область, расположенная к северо-западу от Британских островов, представляет собой область сложного глыбового рельефа. Геофизические исследования свидетельствуют, что здесь земная кора имеет мозаичное строение с чередованием блоков коры океанического и субматерикового типа (Bott e.a., 1974; Roberts, 1971).

Наиболее крупным элементом здесь является Роколлское плато (см. рис. 4, профиль 17, 18). Основная часть его образует массивное поднятие, разделенное продольным понижением на два пологих гребня, ориентированных с юго-запада на северо-восток (Ильин, 1960). Восточный гребень представлен обширной банкой Роколл, поверхность которой преимущественно выровнена и имеет глубины до 180–190 м. Западный гребень плато – банкой Хаттон, глубины над которой составляют от 600 до 800 м. В ложбине между ними глубины достигают 1200–1300 м, а рельеф дна исключительно выровнен. По данным сейсмопрофилирования, здесь располагается глубокий прогиб, заполненный толщей осадков мощностью до 1,5 км (Roberts e.a., 1971). Внешние склоны плато довольно круты (3–5° и более) и осложнены формами глыбового расчленения.

К северо-востоку Роколлское плато сужается и представляет собой вал, поверхность которого расчленена поперечными понижениями на ряд округлых банок: Джордж-Блай, Аутер-Бейлис, Билл-Бейлис, Фарё. Глубины над банками уменьшаются с юго-запада на северо-восток от 500 м (банка Джордж-Блай) до 100 м (банка Фарё). В понижениях между банками глубины достигают 1000–1200 м. Рельеф банок в основном выровненный, что обусловлено, вероятно, как и на плато Роколл, воздействием волновых процессов при более низком стоянии уровня океана.

Ирландский желоб имеет четко выраженный корытообразный профиль. Его дно выровнено и наклонено к югу, так что глубины постепенно увеличиваются от 1600 до 3100 м. Южнее дно обрывается крутым уступом к ложу океана. На дне желоба встречаются отдельные подводные горы. Наиболее крупные из них – горы Розмери и Антон Дорн с минимальными глубинами соответственно 325 и 521 м (Dietrich, Ulrich, 1961; Ulrich, 1964). Обе они имеют округлую форму, срезанную вершину и крутые склоны (до 15–20°). Вокруг подножия гор заметен характерный кольцевой ров глубиной до 100–300 м ниже поверхности дна желоба. Образование таких рвов вызвано скорее всего влиянием природных течений, как это показано американскими исследователями для ряда поводных гор Исландской и Западно-Европейской котловин (Johnson, Vogt e.a., 1971). Сами горы, судя по образцам коренных пород и геофизическим данным (Scrutton, 1971), являются вулканическими образованиями, сложенными базальтами.

На севере Ирландский желоб ограничен подводным порогом Уайвилла Томсона, который представляет собой узкий вал шириной около 30 миль, протягивающийся от материкового шельфа до банки Фарё. Поверхность порога холмистая и имеет глубины от 380 до 620 м. Крутизна боковых склонов не превышает 2–3°.

Вокруг Фарерских островов простирается шельф с глубинами до 170–180 м, поверхность которого местами выровнена (на глубинах менее 100 м), местами мелкохолмиста. К востоку от островов шельф осложнен серией небольших желобов с глубинами до 300–350 м (Литвин, 1967).

Фарерско-Шетландский желоб (рис. 4, профиль 16) огибает шельф Фарерских островов с юга и протягивается в виде узкого канала между банкой Фарё и шельфом Фарерских островов (Harvey, 1965). Глубины в этом канале составляют 830–850 м, к югу от Фарерских островов – около 1100 м, а далее к северо-востоку увеличиваются до 1750 м. Судя по данным геофизических исследований (Stride e.a., 1967; Roberts, 1971), Фарерско-Шетландский и Ирландский желоба заложены по глубоким предматериковым прогибам, выполненным мощной толщей осад-

ков. Эти прогибы являются границей между подводной окраиной материка и погруженными структурами Фарерско-Роколлского массива.

Фарерско-Исландский подводный порог протягивается в северо-западном направлении между шельфами Исландии и Фарерских островов (рис. 4, профиль 15). Его поверхность располагается в основном на глубинах от 350 до 450 м, но имеется несколько небольших возвышенностей с глубинами менее 300 м. Внешние края этих возвышенностей обычно обрываются крутыми уступами высотой до 40–80 м, являющимися, вероятно, древними береговыми клифами (Виноградова и др., 1969). Склоны порога имеют характерный выпуклый профиль. Материалы сейсмопрофилирования (Johnson, Tanner, 1972) показывают, что на поверхности порога осадочный чехол очень тонок, только на востоке он увеличивается до 500 м. В составе коренных пород, поднятых со склонов порога, наряду с базальтами встречаются сильно метаморфизованные породы докембрия (Котешев и др., 1973). Это подтверждает предположение, что порог является древним материковым блоком, погруженным под уровень океана и перекрытым покровами платобазальтов и рыхлых осадков.

Гренландско-Исландский порог выражен в рельефе дна не столь четко, как Фарерско-Исландский. Он представляется нам широким и плавным выступом подводной окраины Гренландии, практически смыкающимся с подводной окраиной Исландии, и шельфы их разделяются лишь узким и неглубоким желобом Датского пролива. Глубины в этом желобе не превышают 500 м, а ширина его всего 15–20 миль.

На фоне общей неоднородности дна океана в области Исландии особенно примечательна морфология срединно-океанического хребта и сопряженных с ним котловин. Не говоря уже о том, что срединно-океанический хребет в этой части океана поднят необычно высоко, он также отличается от других частей мировой системы срединно-океанических хребтов отсутствием в некоторых местах рифтовых долин, преобладанием глыбового типа морфоструктуры, малой шириной, выклиниванием по мере приближения к Исландии. К северу от Исландии со срединно-океаническим хребтом тесно связаны морфоструктуры, резко отличающиеся от него по морфологии и, видимо, по происхождению – Исландское плато и Ян-Майенский хребет. Оси звеньев срединно-океанического хребта смещены относительно медианных линий океана. Конфигурация границ континентальных склонов существенно осложнена и не столь симметрична по обеим сторонам океана по сравнению с очертаниями побережий из-за существования краевых плато в пределах материковых склонов и частично отделенных от него плато и порогов.

СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ДНА ОКЕАНА

Сведения о мощностях, внутренней структуре осадочного чехла на дне океана, а также о рельефе перекрываемого этим чехлом фундамента и отчасти о внутренней структуре этого фундамента получаются в наши дни методом так называемого непрерывного сейсмического профилирования (НСП), который, в сущности, представляет собой дальнейшее развитие метода эхолотирования, применяемого для изучения рельефа дна океана. Использование звуковых сигналов относительно низкой частоты и большой мощности в сочетании с высокочувствительными и помехозащищенными приемными системами позволяет получать отраженные сигналы с достаточной частотой повторяемости для воспроизведения разреза дна. На этом разрезе, кроме рельефа поверхности дна, по ходу судна регистрируются отражающие границы в пределах осадочной толщи, поверхность подстилающего ее фундамента и местами структура верхних горизонтов этого фундамента.

Бурением и драгировками установлено, что регистрируемая поверхность акустического фундамента может быть представлена либо магматическими породами, либо уплотненными осадками. Сами по себе записи сейсмического профилографа не позволяют однозначно определять породы фундамента. Установлено также, что возраст фундамента, даже если он имеет одну и ту же природу, подвержен существенным изменениям. Это, безусловно, заставляет проявлять определенную осторожность при интерпретации данных НСП, но ценность этих данных для геоморфологических и тектонических исследований в общем комплексе геолого-геофизического исследования дна океана все равно необычайно велика.

Результаты работ методом НСП не только позволяют вскрывать черты морфоструктуры фундамента дна, маскируемые осадочным покровом и важные для понимания морфотектоники дна океана, но, освещая строение самого осадочного чехла, дают возможность определить условия его формирования, наметить связи этого процесса с развитием фундамента и тектоническими деформациями. Особенно ярко проявляются эти связи в случае развивающихся молодых структур рифтовых срединно-океанических хребтов (Ewing, Ewing, 1967).

В области Исландии исследования методом НСП проводятся сравнительно недавно. Результаты первых работ такого рода в районе Исландского плато и Ян-Майенского хребта проведены Г.Л. Джонсоном и Б. Хейзенем (Johnson, Heezen, 1967). Район к югу от Исландии изучался на судне "Вима" в 1966 г. (Talwani, Windisch, Langseth, 1971), а затем несколькими экспедициями в 1967–1974 гг. (Vogt, Johnson, 1971; Удинцев, 1972). Исследования осадочного чехла на Фарерско-Исландском пороге проводились в 1966 и 1968–1972 гг. на судне "Метеор" (Aric, 1972; Fleischer e.a., 1974), а к северу от Исландии – на судах "Вима" (Eldholm, Windisch, 1974), "Комет" (Meyer e.a., 1972), "Академик Курчатов" (10-й и 15-й рейсы), причем в последнее время начали применять многоканальные приемные системы, обеспечивающие наибольшую глубинность (Hinz, Amann, Schendt, 1975; Hinz, Weber, 1975).

Во время работ в районе Исландии БС "Гломар Челленджер" (в 12-м, 38-м, 48-м и 49-м рейсах) проводилось попутное НСП, результаты которого сопоставлялись с результатами бурения. Это позволило идентифицировать важнейшие отражающие горизонты (Davies, Laughton, 1972; Talwani, Udintsev, 1976; Montadert,

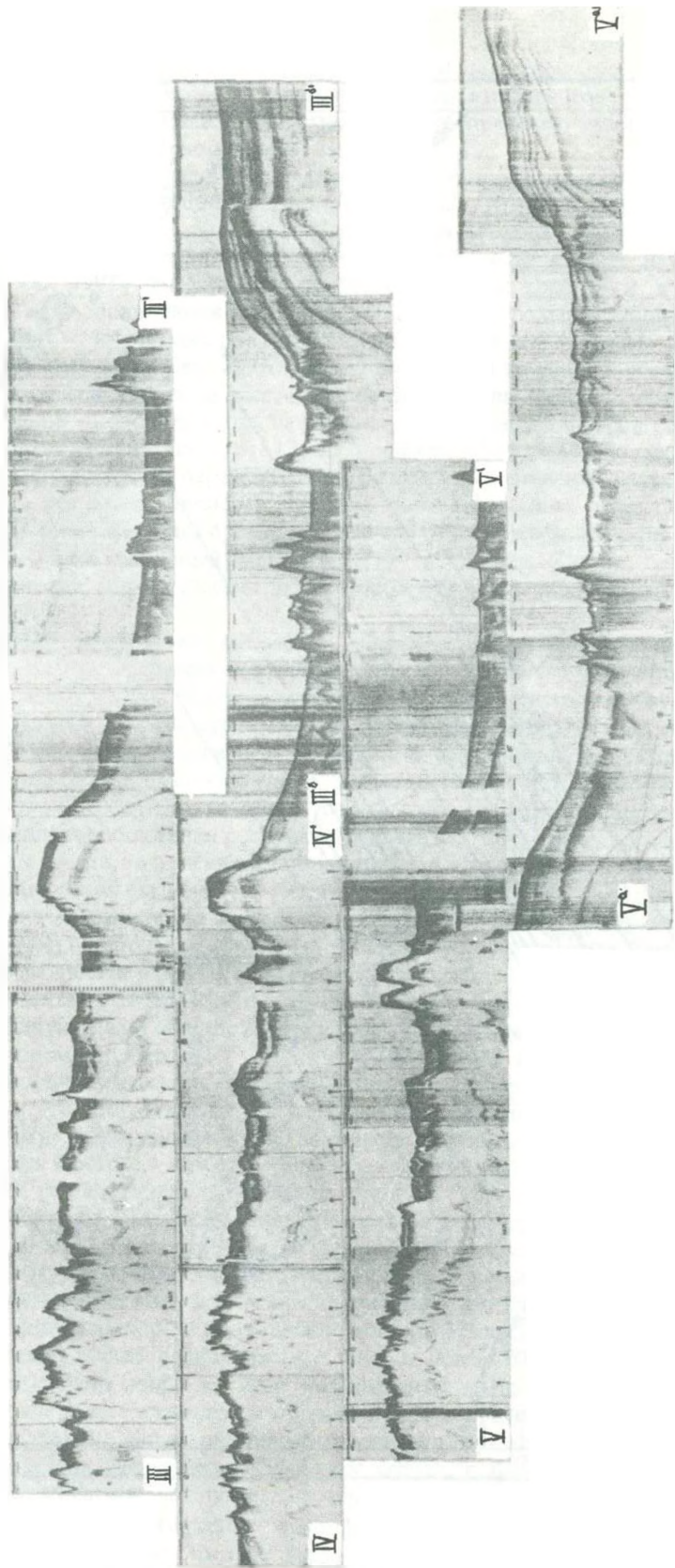
Roberts, 1976; Cann, Lyendyk, 1976). Так, например, поверхность акустического фундамента почти повсеместно оказалась соответствующей поверхности базальтовых лав, возраст которых варьирует от эоцена по периферии океана до современного в осевых зонах рифтовых срединно-океанических хребтов. Осадочный покров в пределах рассматриваемой области океана распределен, судя по данным НСП, чрезвычайно неравномерно (рис. 13, вкл.—16 вкл.).

Система рифтовых срединно-океанических хребтов выделяется как зона особенно резких колебаний мощностей осадочного чехла. Хребет Рейкьянес в осевой зоне шириной около 40 миль почти полностью лишен покрова осадков, во всяком случае сколько-нибудь мощного и могущего быть отмеченным на записях НСП (Talwani e.a., 1971). На удалении до 50 миль от оси хребта, т.е. в зоне шириной около 100 миль, появляются пятна и полосы осадков большей мощности: в ложбинах — до 500 м, на гребнях гор — до десятков метров, а в среднем — порядка 200 м (Johnson, Vogt, Schneider, 1976). Резко возрастают мощности осадочного чехла с удалением от оси хребта на расстояние более 50 миль. Здесь, за пределами осевой зоны шириной около 100 миль, начинается уже сплошной покров осадков мощностью до 800 м и более (см. рис. 13—15, профили XVIII, XX). По мере дальнейшего удаления от оси хребта отражения от фундамента постепенно перестают регистрироваться и истинная мощность покрова рыхлых осадков остается неизвестной. Весьма примечательны деформации осадочного чехла на восточном склоне хребта Рейкьянес, в зоне, отстоящей на 30—100 миль от его оси (Davies, Laughton, 1972). Эти деформации можно рассматривать как свидетельство тектонических движений в фундаменте.

Осадочный покров не настолько маскирует структуру фундамента хребта Рейкьянес, чтобы, исключив его влияние, обнаружить нечто принципиально новое в структуре этого хребта. Наблюдаемое в рельефе дна сужение, как бы выклинивание хребта Рейкьянес по мере приближения к Исландии, связано с тем, что склоны его становятся все более пологими и примерно на 62-й параллели представляют собой уже обширную платообразную ступень, тогда как осевая часть хребта приобретает черты узкого глыбового поднятия. При этом, по данным НСП, видно, что осадочный чехол лишь заравнивает понижения рельефа в пределах платообразной ступени, замещающей склоны хребта, но не искажает подлинной тенденции топографии фундамента к образованию такой ступени (см. рис. 14, 15, профили XVIII, XX). Точно так же блокообразный характер рельефа осевой части хребта не обязан выравниванию осадкам, а отвечает подлинному облику морфоструктуры фундамента. Вместе с тем под осадочным чехлом на разрезах НСП выявляется весьма характерная особенность рельефа фундамента — наличие круглого уступа по краям той платообразной ступени, которая как бы замещает склоны хребта и лежит на глубинах около 1700 м.

В свое время П. Фогтом (Vogt, 1971, 1974) было высказано предположение о том, что морфологически хребет Рейкьянес по мере приближения к Исландии расширяется и что вторичные гребни на фоне общего поднятия хребта образуют при этом систему, сужающуюся к югу и расходящуюся веером к Исландии. Это рассматривалось Фогтом в качестве результата проявлений вулканической активности в условиях растекания астеносферного слоя от "горячей точки" Исландии. Предпринятые Фогтом и Джонсоном исследования рельефа фундамента на склоне хребта Рейкьянес (Vogt, Johnson, 1972), по мнению этих авторов, подтвердили такое предположение. Приведенные ими фактические данные не кажутся нам убедительными, и более правильным мы считаем представление о выклинивании структуры хребта Рейкьянес при подходе к подводному цоколю Исландии с одновременным поднятием в виде горста осевой части с глубин более 2000 м до глубин порядка 1000 м. Вследствие этого по мере приближения к Исландии структура хребта Рейкьянес все более отличается от типичной для срединно-океанических хребтов: в ней преобладают черты разломной тектоники, поскольку и платообразная ступень, отвечающая продолжению склонов хребта, и блоковое поднятие его осевой части ограничиваются крутыми, по-видимому сбросовыми, уступами.

Структура осадочного чехла и морфология фундамента шельфа Исландии изучены еще недостаточно. Скорее всего поверхность шельфа представляет собой



Р и с. 15. Разрезы НСП через Норвежское море

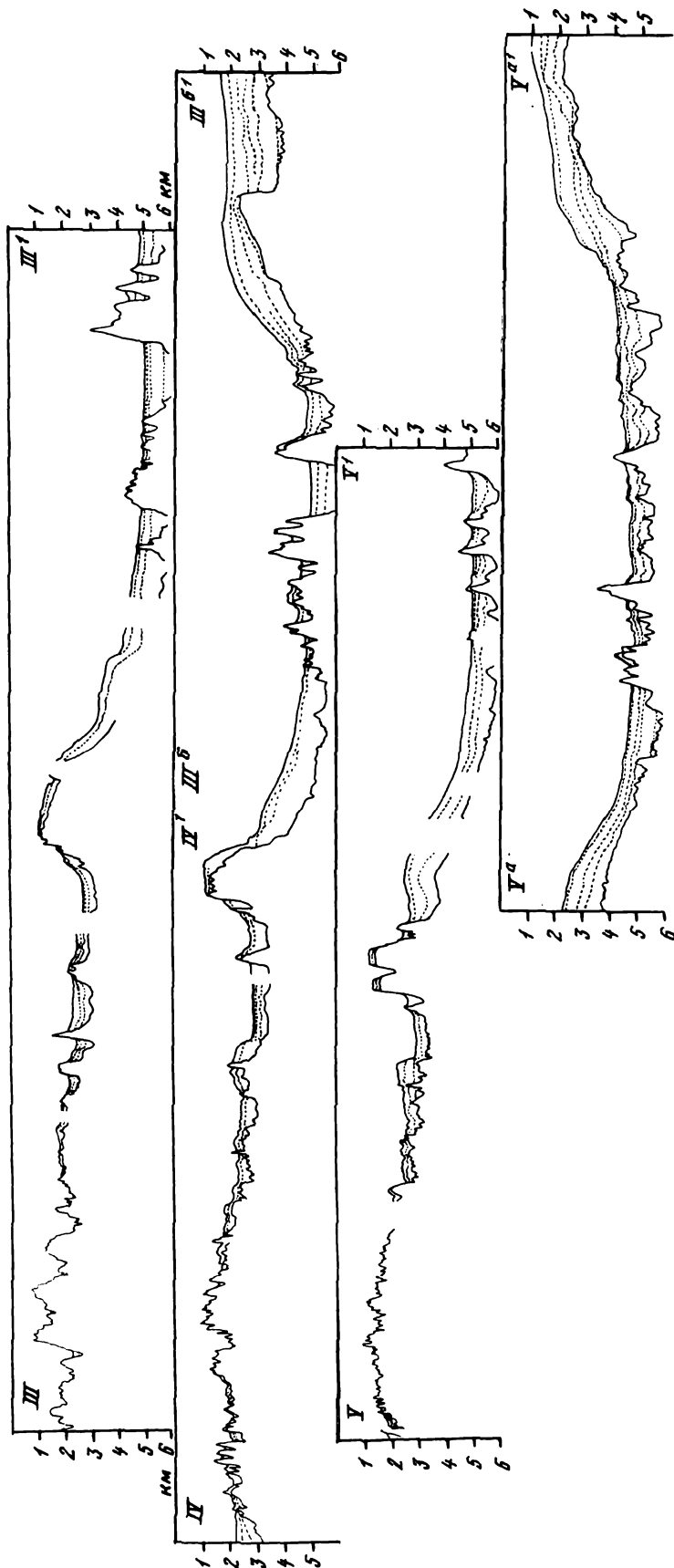
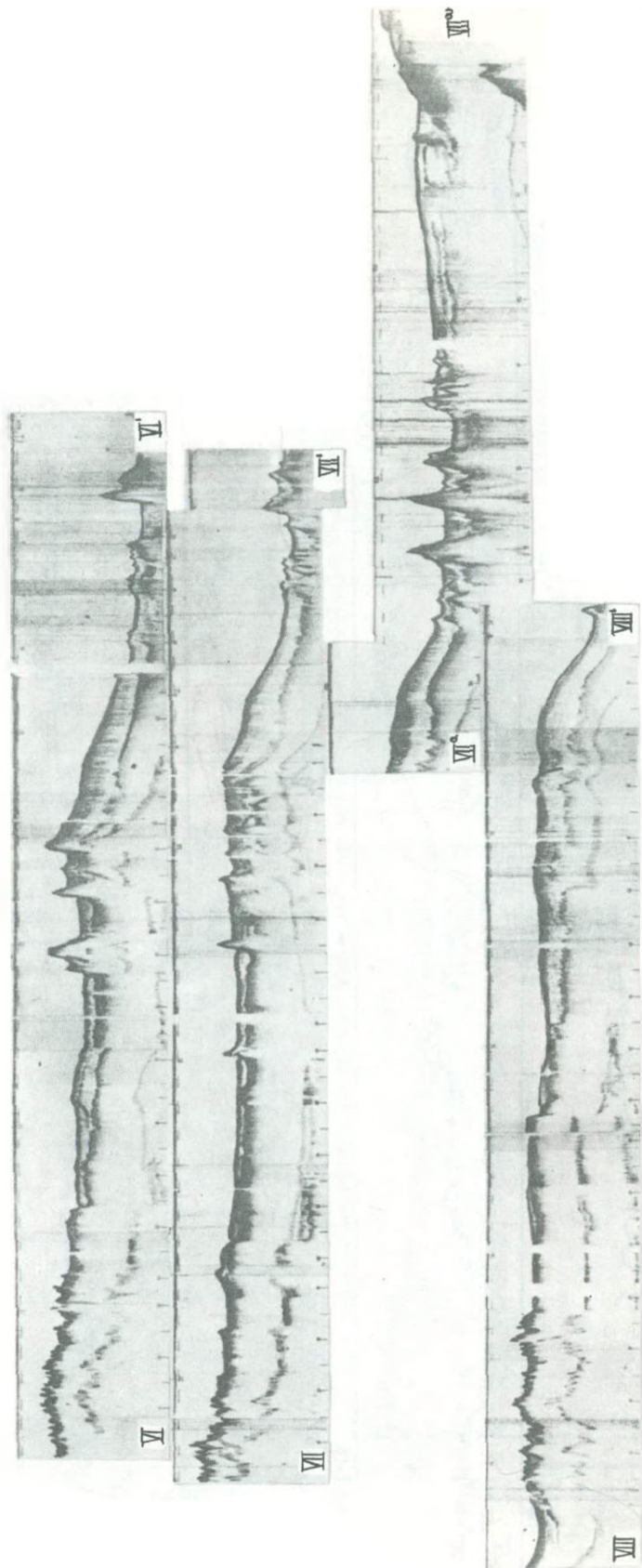
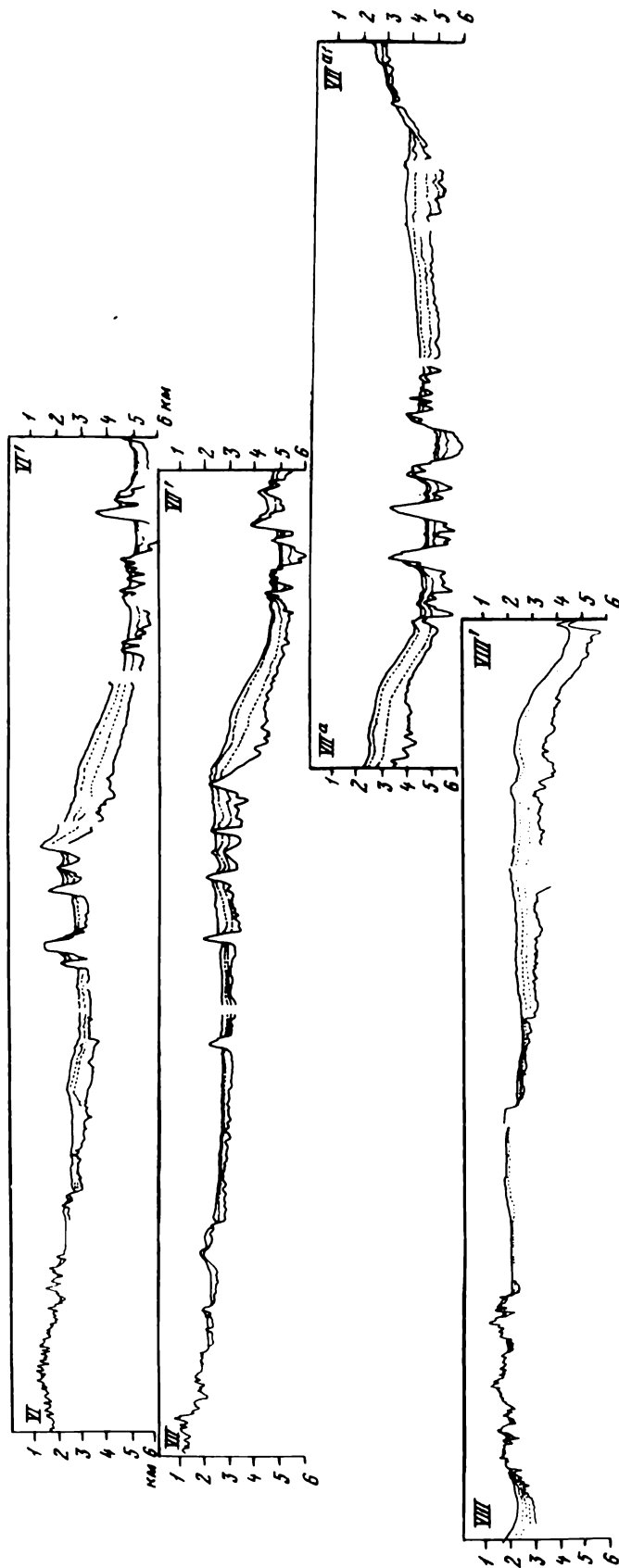


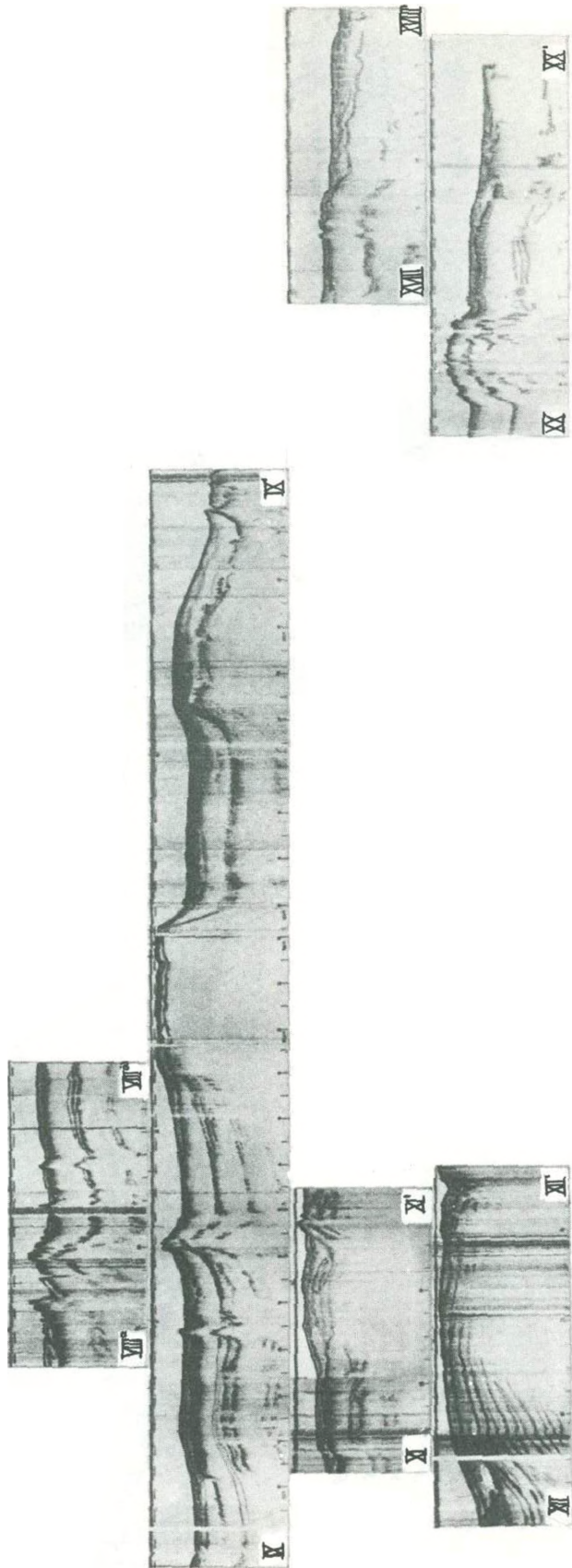
Рис. 15 (продолжение)



Р и с. 15 (продолжение)



Р и с. 15 (продолжение)



Р и с. 15 (продолжение)

абразионную террасу, выработанную на базальтовом основании. Неровности ее обусловлены продолжавшимся вулканизмом и покрыты лишь тонким чехлом осадков мощностью не более 100 м. Эта терраса ограничена крутыми уступами, либо сбросовыми, либо отвечающими первоначальной поверхности фронта лавовых потоков. Накопление осадков, сносимых с берегов Исландии с поверхности островного шельфа, происходит уже за краем шельфа, в нижней части островного склона (Palmason, 1974). Вероятным продолжением горстовой структуры хребта Рейкьянес на суше является п-ов Рейкьянес, входящий в неовулканическую зону Исландии.

К северу от Исландии мощность осадочного покрова на поверхности шельфа, судя по имеющимся данным, несколько больше, чем к югу от острова, но все же обычно не превышает 100–200 м. Данные НСП позволяют обнаружить в морфологии фундамента узкое окончание хребта Кольбейнсей, уже едва выраженное в рельефе дна, и сопряженный с его западным флангом грабен (см. рис. 14, 15, профили XII, XI, IX), заполненный осадками, и в силу этого также почти не выраженный в рельефе дна. Грабен этот, как нам кажется, играет важную роль структурной границы между рифтовым срединно-океаническим хребтом Кольбейнсей и примыкающим к нему с запада платообразным блоком фундамента, западной границей которого является крутой сбросовый уступ (см. рис. 15, профиль IX). Восточный фланг хребта Кольбейнсей также сопряжен с грабенообразной структурой фундамента, которую можно рассматривать как структурную границу между хребтом и южной частью блока фундамента Исландского плато (рис. 15, профили IX и VIII). Последний ограничен на востоке сбросовым уступом, отделяющим его от остальной части фундамента Исландского плато.

Мощности осадочного покрова в осевой зоне хребта Кольбейнсей шириной около 40 миль ничтожно малы. За ее пределами мощности осадков возрастают до 200–300 м, причем характерно появление осадочных пачек не только на дне ложбин между гребнями, но и на самих гребнях, что создает впечатление тектонических деформаций, в которые вовлекались и фундамент, и осадочный чехол. При переходе за крутые сбросовые уступы фундамента, описанные выше, мощности осадочного покрова резко возрастают: со стороны Гренландии до 1000 м, что вдвое больше, чем со стороны Исландского плато, где они порядка 300–400 м.

Судя по морфологии фундамента, южная оконечность структуры хребта Кольбейнсей внедряется в пределы относительно устойчивого блока. Внедрение сопровождается разрывными дислокациями, образованием грабенов по флангам хребта и сбросами в пределах остальных частей блока. Возможным продолжением грабенов, сопровождающих южную оконечность хребта Кольбейнсей, в структуре Исландии могут быть грабены фьордов северного побережья острова: Эйя-фьорда и Скьяульванди или же Скаги-фьорда. Вопрос о структурном продолжении на суше самого хребта Кольбейнсей очень труден. Обычно предполагается смещение его рифтовой зоны к востоку по гипотетической зоне трансформного разлома Тьеднес (Johnson, 1974; Palmason, 1974) с последующим продолжением этой рифтовой зоны через п-ов Тьеднес и залив Ахсар-фьорд в неовулканическую зону острова. Однако Мейером и его соавторами (Meуег е.а., 1972) уже было высказано предположение о разветвлении рифтовой зоны хребта Кольбейнсей к югу от о-ва Кольбейнсей (западная ветвь может быть прослежена южнее в грабене Эйя-фьорда, а восточная — в грабене Скьяульванди или в грабене Ахсар-фьорда). Это предположение кажется нам более вероятным. Столь же вероятным представляется нам, что продолжением структур хребта Кольбейнсей могут служить либо поднятие, на котором лежит о-в Гримсей, подобное блоку северного окончания хребта Рейкьянес, либо п-ов Эйя. Независимо от того, как будет решен этот вопрос, важно, как нам кажется, то, что при подходе хребта Кольбейнсей к Исландии происходит сужение морфоструктуры хребта в целом, выклинивание ее и, по-видимому, разветвление. Под осадочным чехлом мы не только не видим погребенного продолжения в стороны структуры склонов хребта, но, напротив, наблюдаем четкое ограничение сужающейся структуры хребта грабенами и сбросами,

пример которых можно видеть на профилях VIIa и IX (см. рис. 15). Мы не видим и достаточно убедительных свидетельств существования тех расходящихся веером в сторону Исландии вторичных гребней на склонах хребта, которые играют важную роль в построениях Фогта (Vogt, 1974) и Джонсона (Johnson, 1974).

К северу от острова Кольбейнсей, примерно на 68-й параллели, хребет Кольбейнсей все еще сохраняет морфологию очень узкого поднятия, а далее значительно расширяется. Как отмечалось, возрастание мощностей на западном склоне существенно, чем на восточном. Возможно, повышенные мощности осадков соответствуют желобам поперечных разломов, пересекающих хребет (Meyer *et al.*, 1972). Крупнейшим из таких разломов в пределах собственно хребта Кольбейнсей является разлом Спар (Johnson, Heezen, 1967), но мы не располагаем данными о действительных мощностях осадков в его зоне. Хорошо изучено, однако, распределение мощностей осадков в зоне Ян-Майенского разлома (Johnson, Campsie, 1974). По данным Г.Л. Джонсона и Дж. Кемпси, ширина дна желоба в зоне этого разлома около 10 миль, а мощность осадочного чехла достигает 1000 м, но местами резко сокращена. Залегание слоев осадков в желобе разлома беспокойное, свидетельствующее о деятельности придонных течений и, возможно, о тектонических деформациях. В рельефе фундамента, почти полностью погребенном под осадками, отмечаются поднятия, ориентированные вдоль разлома.

Хребет Мона, простирающийся от Ян-Майенского до Гренландского разлома, морфологически наиболее близок к типичным срединно-океаническим рифтовым хребтам. Его осевая зона шириной около 70 миль практически лишена осадочного покрова (Eldholm, Windisch, 1974).

На склонах хребта развит столь мощный осадочный чехол, что он полностью перекрывает сложный грядово-долинный рельеф юго-восточного склона (мощность осадков до 2000 м), выявляемый на записях НСП под отложениями аккумулятивной равнины ложа Лофотенской котловины, и существенно выравнивает понижения такого рельефа на северо-западном склоне (мощность чехла около 1000 м). При этом характер залегания слоев осадков на юго-восточном склоне хребта спокойный, вероятно, свидетельствующий о преимущественной роли суспензионных потоков, а на северо-западном — сложный, отражающий деятельность придонных течений или тектонические деформации.

Хребт Книповича, лежащий к северу от хребта Мона, рассматривается многими авторами как продолжение срединно-океанического хребта (Heezen, Ewing, 1963, 1966; Johnson, Eckhoff, 1966; Деменицкая, 1975). Он очень узок и сопряжен с глубоким желобом Бьорнойя, протягивающимся вдоль его восточного склона. Оставляя пока что в стороне вопрос о происхождении хребта Книповича и его месте в общей схеме тектоники рассматриваемой области, отметим, что гребень хребта шириной около 20 миль лишен осадочного покрова, но склоны его покрыты осадками. Мощность покрова достигает на склонах хребта 300–500 м и возрастает до 1000–2000 м в желобе Бьорнойя (Johnson, 1972; Eldholm, Windisch, 1974; Emelyanov *et al.*, 1971).

К системе срединно-океанических хребтов Гренландско-Норвежского бассейна морфологически примыкает Исландское плато с Ян-Майенским подводным хребтом. Вопрос о тектонической природе Исландского плато и Ян-Майенского хребта достаточно сложен, он рассмотрен в заключительной главе.

Поверхность Исландского плато покрыта чехлом осадков, мощность которого изменяется в широком диапазоне: от 200–300 м в западной части плато до 1300 м в восточной части и до 1700 м на его восточном склоне, обращенном к ложу Норвежской котловины. Возможно, мощность чехла здесь значительно больше и достигает 2500 м, если допустить, что акустический фундамент, регистрируемый на Исландском плато при НСП, представляет собой сравнительно тонкий покров базальтовых лав, перекрывающий лежащую ниже осадочную толщу. Основанием для таких предположений может служить существование разрывов, "окон" в поверхности акустического фундамента, сквозь которые методом НСП пока не удалось прозондировать более глубокую отражающую границу, но методом пре-

ломленных волн выявляется граница со скоростями сейсмических волн 3,7 км/с на глубине более 2000 м от поверхности дна.

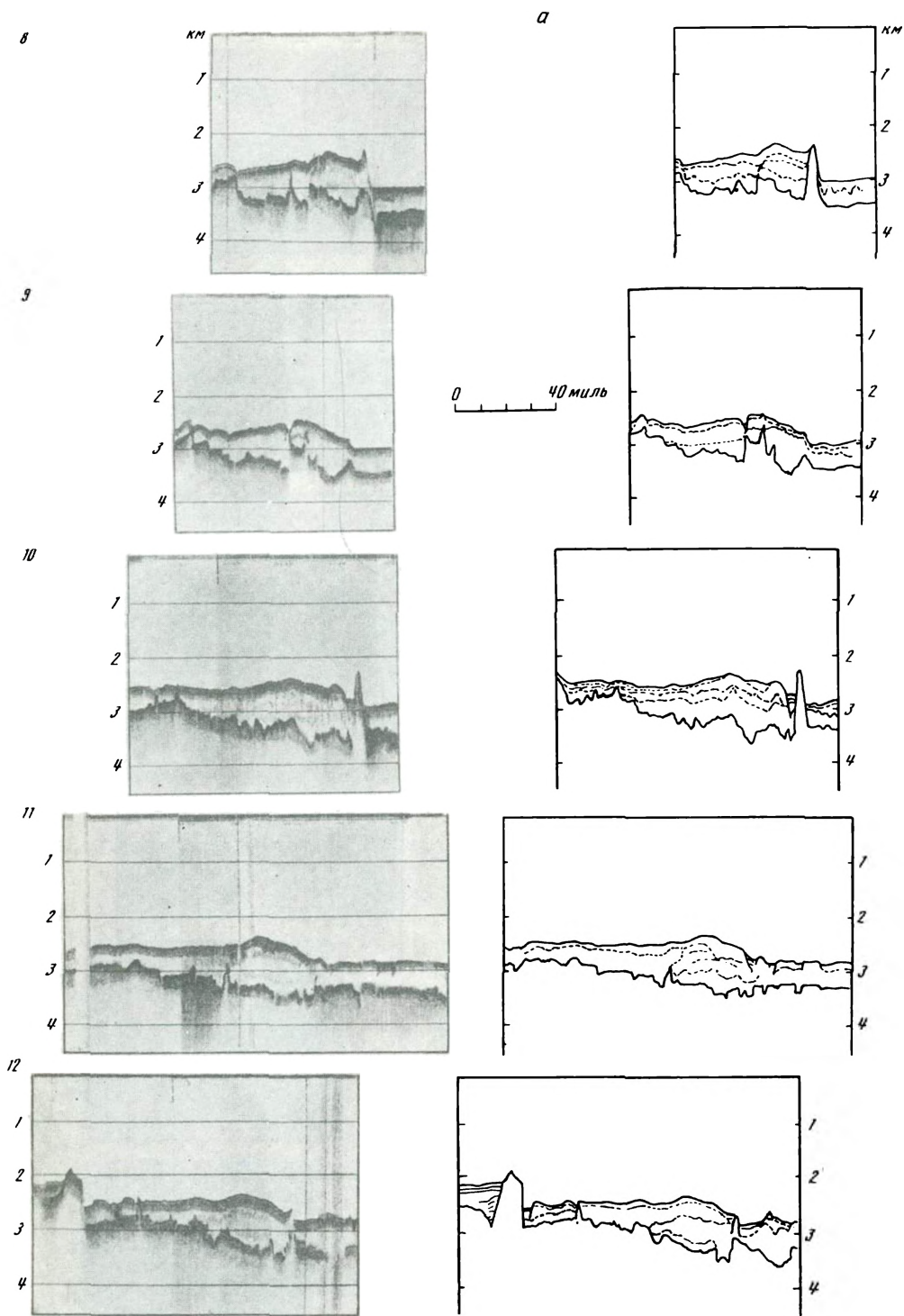
Строение осадочного чехла выше поверхности акустического фундамента, который описан зарубежными авторами в качестве "опакового" слоя (Eldholm, Windisch, 1974), довольно сложное. Мощности в общем возрастают в двух направлениях: с запада на восток от оси хребта Кольбейнсей и на юг и на север от центральной части плато. К этим закономерным изменениям мощности осадочного чехла присоединяются локальные изменения, отражающие особенности структуры фундамента и тектонические деформации самого осадочного чехла. Описываемые особенности строения осадочного чехла Исландского плато хорошо видны на профилях VIII, VIIa, VII, V, IV и III на рис. 15. Резкое увеличение мощности осадочного покрова от 50–100 м до 200–300 м происходит, например, при переходе через уступ фундамента, протягивающийся в меридиональном направлении в западной части плато и местами совпадающего с подножием восточного склона хребта Кольбейнсей. Второе резкое увеличение мощностей осадочного чехла – до 1000 м – в узкой полосе шириной около 20–30 миль в центральной части плато (профили IV, V и VI, см. рис. 15; профили 8–12, рис. 17) связано, как нам кажется, со сжатием осадочной толщи и смятием ее в складки, вызванными надвигами, произошедшими в фундаменте. Резкие локальные сокращения мощности осадочного покрова фиксируются, например, на профиле VII (см. рис. 15) и на профиле 10 (см. рис. 17).

В качестве поднятий фундамента Исландского плато мы рассматриваем Ян-Майенский хребет и лежащие к югу от него изолированные друг от друга в рельефе дна гряды. Следует заметить, что большинство исследователей, анализировавших особенности тектоники Исландского плато и Ян-Майенского хребта, склонны видеть в них принципиально различные тектонические структуры. На поднятии Ян-Майенского хребта осадочный чехол, покрывающий поверхность акустического фундамента, прерывается на крутом западном склоне и имеет мощность около 120 м на плоской вершинной поверхности хребта (см. рис. 17, профили 1–7). В толще фундамента хребта уже давно было выявлено срезание горизонтальной поверхностью несогласия наклонно падающих слоев, предполагаемое осадочное происхождение которых (Johnson, Heezen, 1967) подтверждено бурением (Talwani, Udintsev, 1976; настоящая работа; см. рис. 17, профили 3 и 4). Принимая это во внимание, следует считать, что мощность чехла, включая уплотненные осадочные породы, здесь существенно больше. На восточном склоне хребта мощность рыхлого осадочного покрова возрастает постепенно, достигая максимальных в этой области значений – порядка 2000–1700 м (профили IV, V, Va, см. рис. 15). Цоколь Ян-Майенского хребта представляется нам поднятием, взброшенным блоком того же самого фундамента, который подстилает остальную часть Исландского плато. В пользу этого говорит, как нам кажется, непрерывное продолжение поверхности акустического фундамента и сходство ее морфологии под хребтом и под остальной частью плато. Точно так же поднятием фундамента Исландского плато представляются нам те несколько обособленных возвышенностей в форме узких гряд, которые лежат к югу от Ян-Майенского хребта вдоль восточного края Исландского плато (профили V, VI и VII и профили 13–18 на рис. 17). Особенно четко видно единство фундамента плато и этих поднятий на профиль VI (см. рис. 15) и на профиль 13 (см. рис. 17).

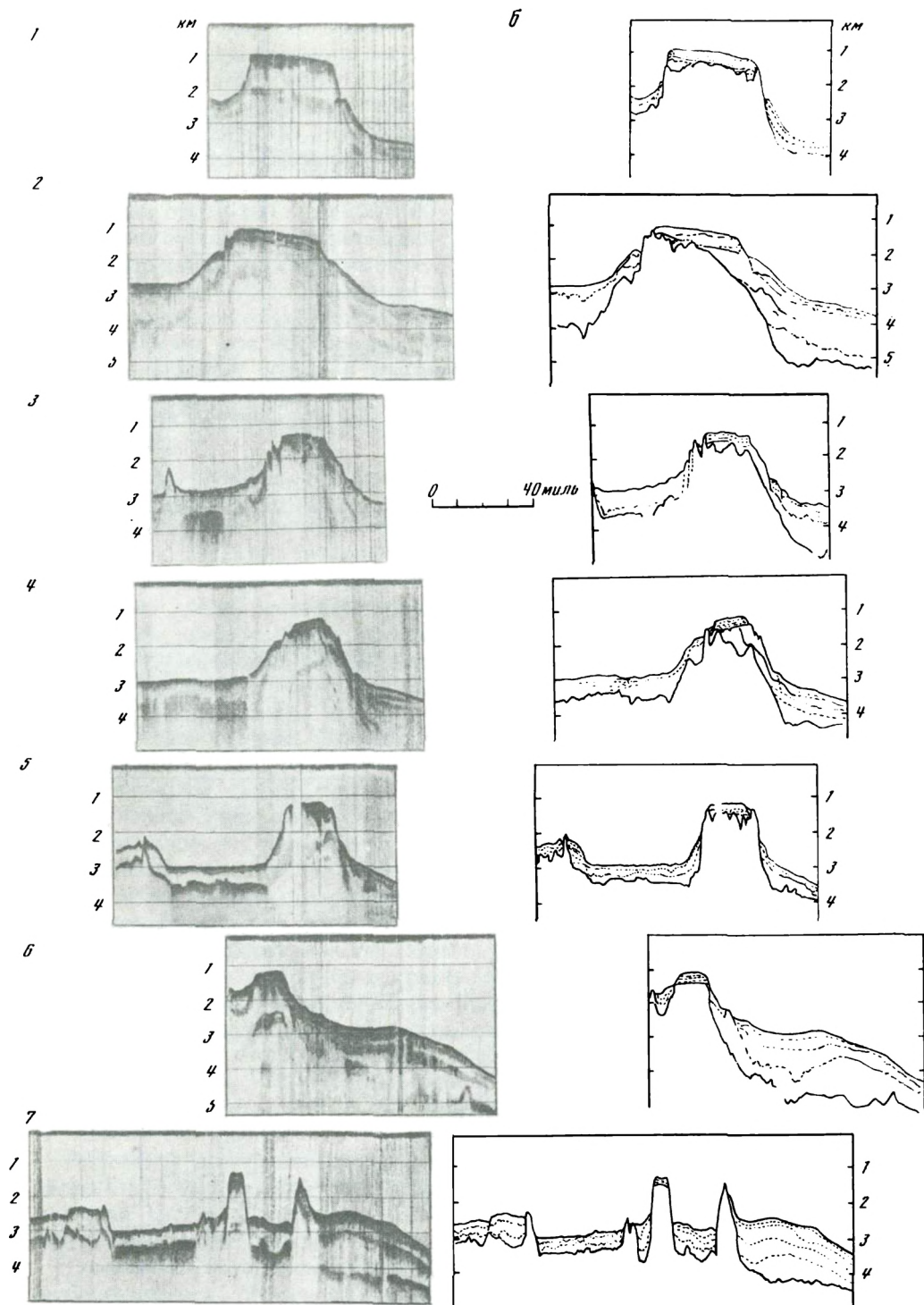
Результаты драгировок на западных склонах Ян-Майенского хребта и расположенных к югу от него гряд свидетельствуют о том, что фундамент всех этих поднятий сложен однотипными осадочными породами, среди которых присутствуют слои базальтовых лав.

Поверхность акустического фундамента в центральной части Исландского плато в общем довольно ровная, хотя и нарушена зоной разлома (см. профиль VI, рис. 15 и профили 8–12, рис. 17).

Бурением было установлено, что поверхность акустического фундамента в западной и юго-восточной частях Исландского плато сложена базальтами (Talwani, Udintsev, 1976). Поскольку в этой поверхности наблюдаются окна, можно пред-

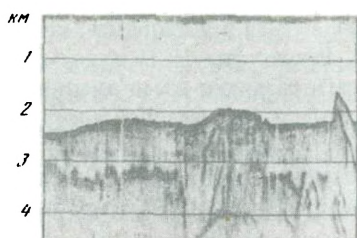


Р и с. 17. Разрезы НСП в пределах полигонов: а — 1, б — 2, в — 3

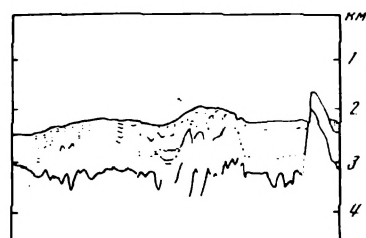


Р и с. 17 (продолжение)

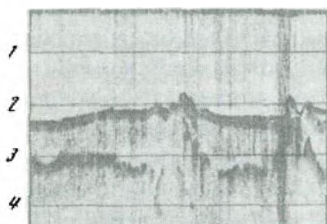
13



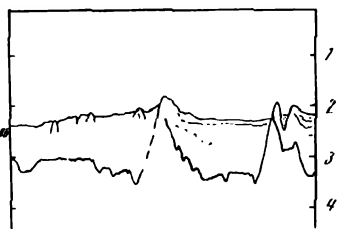
8



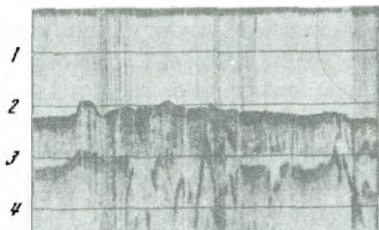
14



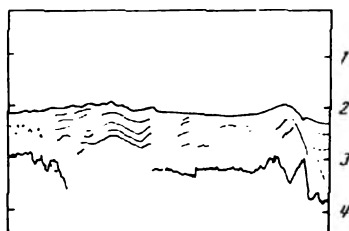
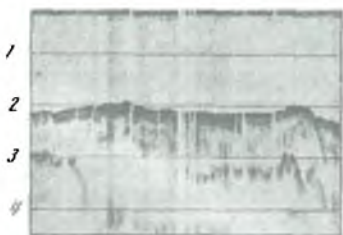
40 мм



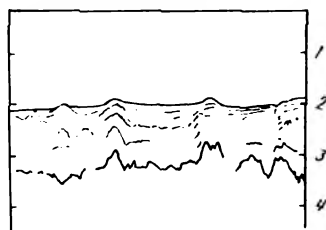
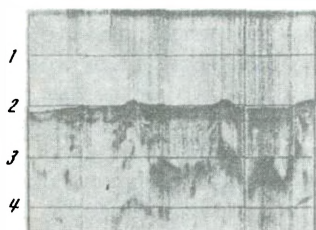
15



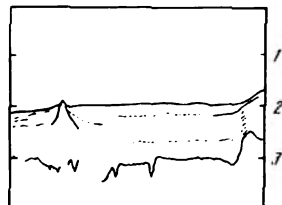
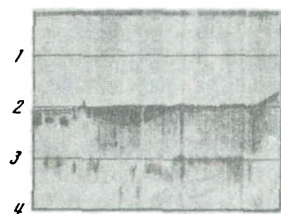
16



17



18



Р и с. 17 (окончание)

полагать, что покров базальтов здесь не сплошной: это либо лавовые потоки, между которыми есть промежутки, не залитые лавой, либо сплошной лавовый покров, взломанный местами и утративший свою непрерывность. Именно эти окна в акустическом фундаменте дают возможность обнаружить методом преломленных волн существование более глубокого фундамента и установить, что мощность осадочной толщи здесь превышает 2000 м. Результаты НСП в юго-восточной части Исландского плато позволяют предполагать развитие здесь диапировых структур, связанных с нижней частью осадочной толщи, залегающей ниже акустического фундамента (профили 13, 14, 15, 16, 17, см. рис. 17). Возможно, что именно существование окон в акустическом фундаменте и обусловило развитие диапировых структур. Менее вероятно, что поднимающиеся диапиры разрушили поверхность акустического фундамента.

В глубоких котловинах Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна развит преимущественно сплошной покров осадков, хотя мощности его также существенно меняются. Наличие плотных отражающих горизонтов под дном Ирмингеровой и Исландской котловин Северной Атлантики не позволяет определить путем НСП максимальные мощности развитого там осадочного покрова, но они заведомо превышают 1000 м. Для Ирмингеровой котловины характерны стратифицированность осадочной толщи и наличие интенсивных отражений от промежуточных слоев. Это может рассматриваться как свидетельство преобладающей роли суспензионных потоков и отложения грубообломочного материала (Johnson, Sommerhoff, Egloff, 1975). Такой характер осадочного чехла на дне котловины резко отличается от наблюдаемого на склонах хребта Рейкьянес, где осадки пелагического типа акустически прозрачны. В районе южной оконечности Гренландии примечательной особенностью структуры осадочного чехла является аккумулятивный хребет Эрика, формирование которого может быть объяснено транспортировкой и отложением осадков глубинным течением (Johnson, Schneider, 1969).

К востоку от хребта Рейкьянес в Исландской котловине осадочная толща мощностью более 1000 м также хорошо стратифицирована, но плотность ее отражающих горизонтов меньше, чем в Ирмингеровой котловине. Вероятно это связано с отсутствием грубообломочного материала, который приносят в Ирмингерову котловину айсберги, влекомые холодным Гренландским течением. Однако роль турбидитов в строении осадочной толщи и здесь весьма значительна, что отмечается стратификацией на профилях НСП (Davies, Laughton, 1972). В структуре осадочного чехла Исландской котловины примечателен аккумулятивный хребет, или, скорее, вал, Гардар, образование которого, подобно образованию хребта Эрика, связывается с деятельностью глубинных течений (Johnson, Schneider, 1969; Johnson, Vogt, Schneider, 1971). Мощности осадочной толщи достигают очень больших значений в Ирландском желобе, отделяющем плато Хаттон-Роколл от континентального склона (2000 м) и в желобе Поркьюпайн (3000 м). Осадочные толщи в обоих желобах хорошо стратифицированы, но в верхней части разреза западной части Ирландского желоба отмечается меньшая степень стратифицированности, что связано с погружением под уровень океана древней суши плато Хаттон-Роколл и, следовательно, прекращением сноса материала с этой стороны (Roberts, 1974). У подножия восточного склона плато Хаттон-Роколл в структуре осадочного чехла выделяется аккумулятивный вал — хребет Фени (Johnson, Schneider, 1969).

Морфоструктура фундамента Ирмингеровой котловины практически не изучена. В структуре фундамента Исландской котловины на расстояние около 200 миль к востоку от оси хребта Рейкьянес прослеживается тот же характер морфоструктуры, который типичен для самого хребта Рейкьянес, и эту часть фундамента можно относить к склону хребта. Однако далее к востоку отмечаются столь резкие дислокации фундамента, что у нас возникает сомнение в возможности видеть в этих структурах продолжение склона хребта. Скорее, это особая структурная область, отделяемая от хребта Рейкьянес разломом с амплитудой вертикальных смещений в рельефе фундамента около 2000 м. Характер расчленения фундамента восточнее этого разлома крупноглыбовый. Весьма сходные морфоструктуры

фундамента наблюдаются под осадочным чехлом ложа Ирландского желоба и желоба Поркьюпайн.

Строение осадочного чехла и акустического фундамента южной части Гренландской котловины, лежащей к западу от хребта Кольбейнсей, изучено еще плохо. Судя по немногочисленным разрезам НСП, мощность осадочного чехла близ подножия континентального склона Гренландии достигает величин порядка 2000 м (Eldholm, Windisch, 1974; Johnson, McMillan, Egloff, 1975). Осадочная толща хорошо стратифицирована в западной части котловины, что отражает, видимо, поступление материала с шельфа Гренландии в значительной мере путем суспензионных потоков. Характер морфологии фундамента, как нам кажется, отличается от морфоструктуры хребта Кольбейнсей своим расчленением на более крупные, чем на хребте, блоки.

Распределение мощностей осадочного покрова и структура акустического фундамента Норвежской котловины, лежащей к востоку от хребта Кольбейнсей и Исландского плато, исследованы по сравнению с другими котловинами интересующей нас области наиболее полно. Мощности осадочного чехла достигают в этой котловине 2000–2500 м, но существенно варьируют и местами ничтожно малы. Наибольшие мощности осадков приурочены к западному и восточному склонам котловины и их подножиям. Осадочный покров котловины стратифицирован, но слоистость более четко выделяется по восточной окраине котловины. Минимальные мощности осадков, связанных с поднятиями фундамента в ее осевой зоне, убывают до 200 м, а на крутых склонах осадки, вероятно, вообще отсутствуют. В некоторых случаях присутствие осадочного покрова на склонах поднятий фундамента создает впечатление о деформациях осадочного чехла вместе с фундаментом (например, профили Va, VI и VII, см. рис. 15).

Фундамент Норвежской котловины имеет сложную морфологию. Почти на всем пространстве ложа котловины и под мощным осадочным покровом склонов обнаруживается сложный грядово-глыбовый рельеф. Частично этот рельеф погребен осадками и не отражается в рельефе поверхности дна, но в средней, осевой части котловины вершины поднятий фундамента как бы прорывают осадочный покров и поднимаются в виде системы подводных гор, ориентированной примерно в меридиональном направлении. Большинство исследователей, изучавших геологию Норвежского моря, рассматривают эту горную систему в качестве древнего рифтового срединно-океанического хребта (Johnson, Heezen, 1967; Talwani, Eldholm, 1974; Eldholm, Windisch, 1974). Заметим, однако, что морфология фундамента здесь совсем не обнаруживает сходства с морфологией современных рифтовых хребтов рассматриваемой нами области — Рейкьянес, Кольбейнсей и Мона. С нашей точки зрения, примечательны также интенсивные дислокации фундамента у подножия склонов котловины. В целом морфология фундамента дна Норвежской котловины обладает, как нам кажется, определенным сходством с морфологией фундамента дна Исландской и Ирландской котловин, желоба Поркьюпайн. Колебания глубин фундамента в области подводных гор достигают 3000–4000 м, а ширина долин между ними около 20 миль. Мощность осадочного покрова в депрессии фундамента, которую обычно рассматривают в качестве отмершего рифтового ущелья, примерно такая же, как и на ложе котловины. Между тем поверхность ее дна лежит ниже поверхности аккумулятивной равнины дна котловины и создается впечатление, что суспензионные потоки не проникают в эту депрессию. Интенсивность расчленения фундамента меняется вдоль простирания описываемой системы гор. По-видимому, это довольно ограниченные по протяженности поднятые блоки и депрессии. Бурением установлено, что поверхность фундамента на поднятиях в осевой части котловины сложена толеитовыми базальтами (Talwani, Udintsev, 1976).

Мощности осадочного чехла подвержены резким колебаниям в зоне Ян-Майенского разлома, пересекающего Гренландскую котловину к западу от системы срединно-океанических хребтов и отделяющего Норвежскую котловину от Лофотенской к востоку от этих хребтов. Морфологически эта зона разлома представлена сложным сочетанием поднятых блоков фундамента и желобов. Желоба

большей частью заполнены осадками, мощность которых достигает 1500–2000 м, но местами отложения в них маломощны. Склоны поднятых блоков большей частью обнажены. Эти блоки во многих местах играют роль барьеров, препятствующих продвижению суспензионных потоков, что отражается в разных уровнях аккумулятивных равнин, развитых по сторонам от них.

В Гренландской котловине, к северу от зоны Ян-Майенского разлома наибольшие мощности осадочного покрова (более 2000 м) наблюдаются у подножия континентального склона Гренландии. Осадочная толща хорошо стратифицирована. В нижней части северо-западного склона хребта Мона стратифицированные осадки сменяются более однородными, с довольно сложной структурой, связанной, вероятно, с тектоническими деформациями или эрозией придонными течениями (Eldholm, Windisch, 1974). Различие в структуре осадочного чехла подчеркивается резкой границей, выраженной в рельефе фундамента, уступом и блоковыми дислокациями, к юго-востоку от которых осадочный чехол теряет спокойное залегание почти горизонтальных слоев и приобретает сложную структуру и более высокое положение поверхности. Важной особенностью топографии фундамента является поднятие, находящееся вблизи подножия континентального склона Гренландии, которое Элдхольм и Виндиш (Eldholm, Windisch, 1974) рассматривают как возможный аналог структуры внешней части плато Воринг.

В Лофотенской котловине мощности осадочного чехла существенно больше, чем в Гренландской. Максимальные мощности (более 2500 м) отмечаются в восточной части котловины, близ подножия континентального склона Баренцева моря и на самом склоне. Отсутствие данных о глубине фундамента лишает возможности оценить их более точно. На остальном пространстве ложа котловины мощности осадочного покрова обычно не превышают 1000 м. Толща осадков делится на два горизонта: нижний — акустически прозрачный, с относительно сложной структурой, отражающей морфологию фундамента, и верхний — слоистый, формирование которого следует связывать с деятельностью суспензионных потоков. Уровень равнинной поверхности дна Лофотенской котловины выше уровня поверхности дна Гренландской котловины, что свидетельствует о существенно разных объемах осадочного материала, поступающего в эти две котловины со стороны Гренландии и Баренцевоморского шельфа, и о том, что хребет Мона является барьером для распространения суспензионных потоков. Осадочный чехол дна Лофотенской котловины налегает на юго-восточный склон хребта Мона и заполняет понижения между горными грядками склона хребта в противоположность сложному залеганию осадков на его северо-западном склоне.

Фундамент котловины имеет сложное строение. Мелкая раздробленность акустического фундамента в восточной части котловины, близ подножия континентальных склонов, вряд ли отражает действительную структуру фундамента, экранированного плотными отражающими горизонтами в пределах осадочного чехла. Поверхность акустического фундамента в этой части котловины, по данным глубоководного бурения, представлена базальтовыми силлами. Однако западнее, в центральной части котловины, фундамент имеет хорошо выраженное глыбовое расчленение и полностью перекрыт осадочным чехлом. Лишь самые вершины поднятых блоков фундамента слегка выступают над поверхностью аккумулятивной равнины. Обращает внимание некоторый подъем поверхности этой равнины к северу, т.е. в направлении, противоположном источнику сноса осадочного материала.

В северной части Лофотенской котловины, близ подножия континентального склона Шпицбергена, осадочная толща заполняет понижение фундамента, ограниченное с запада хребтом Книповича и желобом Бьорнойя. Мощность осадков превышает 2000 м. Желоб Бьорнойя заполнен осадками лишь частично (Johnson, 1972; Talwani, Eldholm, 1974). Рыхлый осадочный чехол на подводных окраинах континентов, окружающих рассматриваемую нами область океана, также характеризуется очень большими колебаниями мощностей. Чехол заполняет депрессии фундамента на шельфе, формирует во многих местах передний фронт шельфа, заполняет депрессии на континентальном склоне. Фундамент подводных окраин континентов в пределах шельфа прорезан во многих местах тектоническими желобами.

грабенами, а за пределами шельфа, на континентальном склоне, раздроблен на систему блоков, располагающихся на различных уровнях и в различной степени отделенных от основного массива континента.

Поверхность шельфа восточной Гренландии прорезана ледниковыми трогами фьордов, продолжающимися на континентальном склоне в виде подводных каньонов. Осадочный чехол на шельфе очень плотен, но под ним все же местами выявлен сложный ледниково-эрозионный рельеф. Внешний край шельфа сложен осадками, образующими аккумулятивную террасу, обычно мощностью около 4000 м, но местами, возможно, до 15000 м (Johnson, McMillan, Egloff, 1975). Мощность осадков на склоне порядка 2000 м и возрастает в нижней части склона до 2500 м, где развиты конусы выноса, связанные с транспортировкой осадочного материала через каньоны склона.

Выступ континентального склона Гренландии образует Гренландско-Исландский порог, седловине которого соответствует желоб Датского пролива. Выявленная НСП мощность осадков на дне пролива не более 350 м. Отвечает ли это действительной мощности осадочного чехла или только возможности проникновения звуковых сигналов сквозь толщу очень грубых осадков — остается неясным. Скорости течения в проливе достигают 150 см/с (Johnson, Sommerhoff, Egloff, 1975).

Поверхность шельфа Западной Европы покрыта в общем сравнительно тонким чехлом рыхлых осадков. Однако мощности осадочного чехла резко возрастают в желобах — грабенах шельфа, образующих три главные системы: грабены Северного моря, грабены пролива Скагеррак и грабены Западной Британии (Naylor et al., 1974). В число грабенов Западной Британии входят грабен пролива Ла-Манш и южный и северный грабены Кельтского моря. Система грабенов Скагеррак объединяет грабен Осло, Датско-Польский грабен и Западно-Норвежский грабен. Наконец, система грабенов Северного моря состоит из Нидерландского грабена, лежащего на продолжении Верхне-Рейнского грабена суши, Центрального грабена и грабена Викинг. Перечисленные грабены имеют значительную протяженность, ширину около 80–100 миль и ограничены сбросами. Характерно тройное сочленение грабенов. Грабены Западно-Европейского шельфа заполнены мощными осадочными комплексами, в которых установлены пермо-триасовые, юрские, меловые и третичные осадки, суммарной мощностью 5000–7000 м. Развитие этой системы грабенов определяет раздробление Западно-Европейского шельфа на ряд поднятых блоков, мощность осадочного чехла на которых несравнимо меньше, порядка нескольких сотен и десятков метров, а местами поверхность до третичных складчатых комплексов и базальтовых плато обнажена.

Шельф вдоль берегов Норвегии в своей узкой прибрежной части практически лишен осадочного покрова, но внешняя его часть покрыта осадочным чехлом мощностью до 6000 м. Осадочная толща при этом подразделяется на два комплекса: почти горизонтально-слоистые четвертичные осадки мощностью до 300 м и лежащие ниже абразивной поверхности несогласия наклонно падающие в сторону моря слои, повторяющие, по-видимому, наклон поверхности фундамента и формирующие аккумулятивную террасу. В морфологии фундамента прослеживаются две системы депрессий: наиболее значительные, ориентированные вдоль берега, и подчиненные им поперечные, лежащие на продолжениях береговых фьордов. В рельефе фундамента южное продолжение поднятия островов Вестеролен прослеживается, однако, на сравнительно небольшое расстояние (Holtedahl, Sellevoll, 1971; Talwani, Eldholm, 1972).

В Баренцевом море осадочный покров также делится на два комплекса: верхний, предположительно четвертичный, со спокойным залеганием слоев, мощностью до нескольких сот метров, но местами ничтожно малой мощности и даже прерывающийся, и нижний, отделяемый поверхностью несогласия, срезающей наклонно залегающие слои. Мощность осадков первого комплекса уменьшается к побережью Кольского полуострова и в Медвежинском желобе, но существенно возрастает вблизи внешнего края шельфа и в верхней части континентального склона. Мощность нижнего комплекса, вероятно, достигает 4000–5000 м (Eldholm, Ewing, 1971; Emelyanov et al., 1971), а по последним данным даже 8000 м

(Hinz, Weber, 1975) в желобах Тромсё и Нордкапском. В морфологии фундамента Баренцевоморского желоба выявляется система грабенов и разделяемых ими поднятий, весьма подобная наблюдаемым в структуре шельфа Северного моря.

За пределами шельфа, на континентальном склоне Западной Европы структура осадочного чехла и морфология фундамента в известной мере обладают теми же чертами. Мы наблюдаем и здесь систему желобов, разделяющих относительно поднятые блоки фундамента. Мощности осадочного чехла минимальны на поверхности поднятых блоков и возрастают в желобах-грабенах, отделяющих эти блоки от основного массива континента. В южной части описываемой области блоки фундамента — плато Поркьюпайн и плато Хаттон-Роколл — покрыты чехлом осадков мощностью всего лишь в несколько десятков метров. Местами этот чехол отсутствует и на поверхности дна обнажаются породы докембрийского фундамента (Roberts, 1974). В желобах Поркьюпайн и Ирландском, а также в желобе Хаттон-Роколл, делящем плато Хаттон-Роколл на два поднятия, мощности осадков существенно возрастают как на склоне, так и на дне желобов, составляя около 2000 м — в желобе Поркьюпайн, около 1500 м — в Ирландском желобе и около 1200 м — в желобе Хаттон-Роколл. Осадочная толща подразделяется на две части: нижнюю, дозоценовую и верхнюю, постэоценовую.

Продолжением плато Хаттон-Роколл к северу является плато Фарерских островов, поверхность которого покрыта слоем осадков очень небольшой мощности, местами из-под покрова осадков обнажаются базальты, слагающие поверхность фундамента и сами острова. В грабене Фарерско-Шетландского желоба, отделяющего плато Фарерских островов от основного массива континента, мощности осадков колеблются от 1000 до 3000 м (Корсаков, 1974; Talwani, Eldholm, 1972).

Фарерско-Шетландский порог связывает плато Фарерских островов с островным шельфом Исландии. На вершинной поверхности порога, во многих местах лишенной покрова осадков, отмечается депрессия фундамента глубиной около 500 м, ориентированная, по-видимому, вдоль простирания порога и заполненная осадками. Толщина осадочного покрова на южном склоне порога около 400 м, на северном — 1000–1200 м (Fleischer e.a., 1974; Aric, 1972; Talwani, Udintsev, 1976).

Фарерско-Шетландский грабен продолжается к северу от Фарерских островов и отделяет от континентального склона еще одно поднятие фундамента высотой около 1000 м. Восточный крутой склон этого поднятия фундамента известен как Фарерско-Шетландский уступ (Talwani, Eldholm, 1972, 1974). Фарерско-Шетландский грабен в этом районе заполнен мощной осадочной толщей (300–4000 м).

Плато Воринг представляет собой крупный выступ континентального склона, перекрытый и выровненный мощным осадочным чехлом. Данные НСП (профили IIIa, Va, см. рис. 15) показывают, что под внешней частью плато лежит поднятие фундамента. Профиль поднятия асимметричен: западный склон, обращенный к Лофотенской и Норвежской котловинам, сравнительно пологий, а восточный, обращенный в сторону континента, — крутой, вероятно, сбросового происхождения. Мощность осадочного чехла над вершиной поднятия фундамента менее 200 м, но возрастает до 2500 м в нижней части западного склона. К востоку от уступа плато Воринг, под внутренней частью плато, находится грабен фундамента, заполненный мощной осадочной толщей. Суммарная мощность осадков здесь порядка 4000–5000 м (Talwani, Eldholm, 1972; Talwani, Udintsev, 1976). Осадочный чехол плато Воринг подразделяется на два комплекса: верхний, интенсивно стратифицированный, постэоценового возраста и нижний, акустически прозрачный, дозоценовый. В структуре верхнего комплекса во внутренней части плато характерны диапировые структуры. Фундамент во внешней части плато, как это показало бурение, сложен базальтами (Talwani, Udintsev, 1976). Однако сейсмическое профилирование с применением многоканальных систем показало, что под слоем базальтов мощностью 200–300 м залегают смятые в складки осадки, суммарная мощность которых не менее 2000 м (Hinz, Weber, 1975; Hinz e.a., 1975). К. Хинз и его соавторы считают допустимым, что этот перекрытый базальтами осадочный комплекс продолжается и под дном Норвежской и Лофотенской котловин.

Поднятие фундамента обнаружено в нижней части континентального склона Баренцевоморского шельфа: это поднятие Сения, отделяемое от основного массива континента грабеном, заполненным осадками (грабен Тромсё, по терминологии Хинца и соавторов) (Hinz, Weber, 1975; Hinz e.a., 1975). Весьма возможно, что изученные пока еще недостаточно структуры хребта Книповича также следует рассматривать как связанные с континентальным склоном поднятия фундамента, отчлененные от склона грабеном Бьорнойя. Осадочный чехол на континентальном склоне к западу от Шпицбергена характеризуется теми же особенностями строения, что и в остальной части склона Баренцевоморского шельфа. Толща осадков интенсивно стратифицирована в верхней части и мощность ее порядка 3000–4000 м.

Основными чертами строения осадочного чехла и акустического фундамента дна океана в области Исландии нам представляются чрезвычайная неравномерность мощности чехла и структурная неоднородность фундамента. В структуре фундамента резко выделяются рифтовые срединно-океанические хребты, тогда как в остальной части океана, в строении фундамента преобладают блоковые структуры. Массивы фундамента и отдельные блоки его разделяются грабенами, образующими сложную сетку среди мозаики блоковых структур поднятий фундамента. Особо следует сказать, что ступени фундамента по флангам рифтовых срединно-океанических хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей могут быть объединены вместе со ступенью фундамента Исландского плато в структурную систему, которую мы могли бы назвать Исландским палеоплато.

Осадочный чехол практически отсутствует в осевых частях рифтовых срединно-океанических хребтов и на промываемых глубинными и придонными течениями выступах фундамента. Относительно малые мощности осадочного чехла характерны вообще для вершин поднятий фундамента. Наибольшие мощности осадков накапливаются в понижениях дна, но особенно значительные — в глубоких грабенах подводных окраин континентов. Своеобразно распределение мощностей осадочного покрова в Норвежской котловине, где максимальные мощности осадков приурочены не ко дну котловины, а к ее склонам. Там, где для осадочной толщи характерна интенсивная стратификация, развитие турбидитов, характерны различия в уровне аккумулятивных равнин, разделяемых барьерами. Вблизи подножия континентальных склонов и склонов подводных поднятий, определяющих развитие глубинных течений, развиты аккумулятивные валы. Разделение осадочного чехла на дозоценовый и постзоценовый комплексы свидетельствует о существенном изменении условий осадконакопления на границе эоцена и олигоцена. В Норвежской и Лофотенской котловинах дозоценовый комплекс либо не существует, либо маскирован породами акустического фундамента.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Исследования глубинного строения земной коры дна океана в области Исландии были осуществлены в последнее двадцатилетие в основном следующими группами ученых: геофизиками США (Ewing, Ewing, 1959; Talwani e.a., 1971, Talwani, Eldholm, 1972; Eldholm, Windisch, 1974), немецкими исследователями (Aric, 1972, Hinz, 1972), английскими (Bott e.a., 1971; Bott, 1974; Roberts, 1974), норвежскими (Holtedahl, Sellevoll, 1971), советскими учеными Министерства геологии СССР (Корсаков, 1974, 1975) и Академии наук СССР в ходе исследований по программе Исландской экспедиции.

Исследования сейсмичности дна океана в области Исландии с использованием данных телесейсмических наблюдений были обобщены Дж. Ходжсоном (Hodgson, 1965), Л. Сайксом (Sykes, 1965) и Е. Хусеби с соавторами (Husebye e.a., 1975), а также советскими исследователями по программе Исландской экспедиции.

Поскольку работы советских ученых по глубинному сейсмическому зондированию и изучению сейсмичности дна океана в области Исландии проводились как часть единого комплекса исследований, выполнявшегося в основном на суше Исландии, то и результаты этих работ излагаются также в основном в разделе настоящей монографии, посвященном исследованиям на о-ве Исландия. В этой главе значительное внимание уделено методике исследований и меньше — полученным результатам.

Сейсмические работы в Исландской экспедиции проводились с 1971 г. Они включали наземные и морские исследования микросейсмичности и глубинной структуры земной коры о-ва Исландии и омывающих ее акваторий (рис. 18).

В 1971 г. основной объем работ по изучению микросейсмичности северо-восточной части предполагаемого исландского рифта был выполнен на суше. Несколько донных станций было установлено в 1971 и 1972 гг. на хребте Рейкьянес.

В 1972 г. главное место занимали работы по глубинному сейсмическому зондированию, выполняемые в рамках международной программы НАСП (Северо-Атлантический сейсмический проект). Взрывы проводились с английского корабля "Ховсоны" вдоль профилей ГСЗ, расположенных на Фарерско-Исландском пороге и между Фарерскими, Шетландскими и Оркнейскими островами и Шотландией. Сигналы от взрывов регистрировались наземными станциями в Исландии и на других островах, а также морскими: донной и дрейфующей станциями нис "Михаил Ломоносов", нис "Миранда" (Англия).

В 1973 г. экспедиция нис "Академик Курчатов" соответственно программе, выполняемой по проекту глубинного бурения дна океанов в Северной Атлантике, произвела следующие виды сейсмических работ:

а) наблюдения возможной микросейсмичности разных тектонических зон, расположенных севернее Исландии: восточной окраины сейсмоактивных зон хребта Кольбейнсей и южного борта Ян-Майенского трансформного разлома и асейсмичного (в смысле телесейсмичности) Исландского плато, Ян-Майенского хребта и котловины Норвежского моря;

б) опыты по регистрации сигналов от пневматических источников донными и буйковой сейсмическими станциями для выяснения возможностей их использования при определении скоростного разреза земной коры;

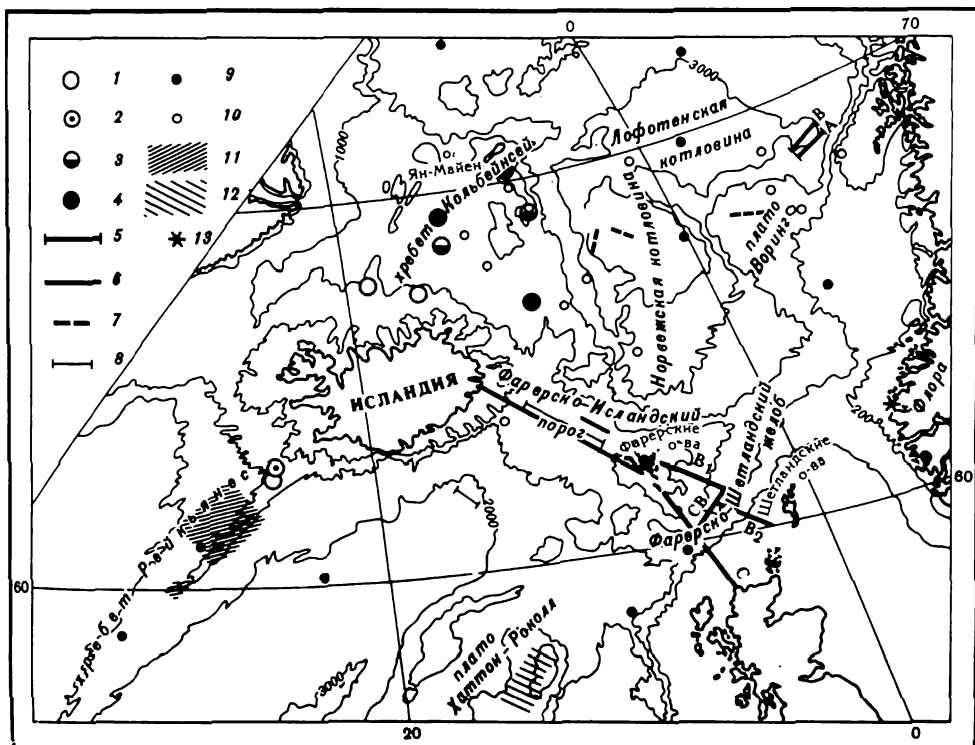


Рис. 18. Схема сейсмической изученности дна океана в области Исландии

1-3 — сейсмологические наблюдения: 1 — 1971 г., нис "Академик Курчатов", 10-й рейс; 2 — 1972 г., нис "Михаил Ломоносов", 26-й рейс; 3 — 1973 г., нис "Академик Курчатов", 15-й рейс; 4 — полигонные сейсмические наблюдения с невзрывными источниками (нис "Академик Курчатов", 15-й рейс); 5-9 — профили: 5 — ГСЗ (нис "Академик Курчатов", 15-й рейс), 6 — НАСП (нис "Михаил Ломоносов", 26-й рейс), 7 — Хинца (Hinz, 1972); 8 — ГСЗ Ботта (Bott e.a., 1971), 9 — ГСЗ Кингов (Ewing J., Ewing M., 1959); 10 — скважины БС "Гломар Челленджер"; 11 — полигон комплексных геофизических наблюдений на хребте Рейкьянес (Talwani e.a., 1971); 12 — сейсмические наблюдения на плато Роколл (Scrutton, 1970, 1972); 13 — пункт взрыва Флора (Норвегия); остальные условные обозначения см. в тексте.

в) работы на двух профилях ГСЗ по регистрации взрывов, проводимых американским нис "Вима", для изучения структуры земной коры на северной окраине плато Воринг и в Лофотенской котловине.

Всего было сделано 13 постановок донных станций и четыре постановки буйковой станции. Выполнено три эксперимента по регистрации сигналов пневмоисточника. На профилях А-73 и В-73 получено свыше 500 записей взрывов зарядов весом 0,2-9,0 кг.

В работах принимали участие сотрудники Института физики Земли АН СССР¹, Акустического института², Московского государственного университета³, американские сейсмологи — профессор Р. Райт из Скрипсовского океанографического института и доктор П. Молнар из Массачусетского политехнического института. Особенно полезным было участие профессора Р. Райта, который имеет огромный опыт работ в области морской сейсмологии. Он выполнил расчеты по профилю ГСЗ Исландия — Фарерские острова методом временных членов.

Ниже приводится описание морских работ 1973 г. и некоторые результаты НАСП, которые необходимы для заключительных глав монографии.

¹ И.П. Косминская, Г.Г. Михота, Г.А. Красилыщикова, Г.П. Ващинникова, В.М. Шаблицкий, И.П. Кузин, В.В. Князев, О.А. Киселев.

² Н.Е. Мальцев, В.Г. Капанидзе.

³ Л.Н. Рыкунов, Л.А. Саврина.

Регистрирующая аппаратура. В проведенных работах применялось три типа регистрирующих станций, обеспечивающих получение практически всех необходимых параметров изучаемых сейсмических процессов. Использование автономных донных сейсмических станций — трехкомпонентной (АДСС) и однокомпонентной (ДС), — а также автономной буйковой станции (АБСС) дало возможность наблюдать сейсмические поля в скалярной (вода) и векторной (твердое дно) средах, выявить характерные соотношения компонентов записи, вариации в пространстве и времени и т.д.

Конструктивные особенности автономных донных и буйковой станций Института физики Земли АН СССР описывались в предыдущих публикациях.

Донная станция физического факультета МГУ предназначена для регистрации вертикальной компоненты смещения почвы в динамическом диапазоне около 60 дБ (два канала с разной чувствительностью). Применение непосредственной (без модуляции) записи сигналов на магнитную ленту (скорость записи 1 мм/с) обеспечивает шести-семисуточную длительность непрерывной записи. Диапазон частот сейсмографа 4—25 Гц. Прибор снабжен сходным аттенуатором, регистрирующим чувствительность канала записи, и переключателем фильтров, позволяющим изменять полосу пропускания. Прибор включается на дне специальным ртутным включателем. Минутные и секундные марки от кварцевого генератора (ГН-I, Швейцария, точность 10^{-6} с) подаются на два канала, соответствующие двум каналам записи сигнала. Сейсмограф весит 8 кг. Контейнер, рассчитанный на глубины 6000 м, имеет диаметр 200 мм, высоту 800 мм, вес 100 кг.

Калибровка и привязка к абсолютному времени осуществляются так же, как и в случае работы АДСС.

Методика постановки АДСС и ДС на дно. Для постановки донных станций применялся оправдавший себя в предшествующих работах метод "парашютирования", осуществляющийся в несколько этапов.

1. Спуск на воду буйа и разматывание синтетического фала на ходу (или при подработке) судна. Вытравливается конец фала, длиной на 10% больше глубины моря.
2. Донная станция вывешивается на 50—100-метровом отрезке фала.
3. В месте соединения концов фалов от буйа и от донной станции включается стальная трос с отростком; к последнему подсоединяется груз-якорь.
4. Система "донная станция—груз" сбрасывается с борта и начинает плавно падать на дно.

При контакте станции с дном образуется слабина отрезка фала между грузом и станцией, что обеспечивает независимость станции от колебаний буйкового репера. Применяемый такелаж обеспечивал практически полную отвязку донной станции от помех — "держков".

На постановку АДСС и ДС указанным методом требовалось от 25 до 40 мин (в зависимости от глубины моря).

Выборка приборов осуществлялась с помощью лебедки ЛК-2. Буйреп выбирался либо непосредственно на барабан лебедки, либо подматывался на деревянные кабельные катушки. Время выборки длилось в зависимости от глубины моря от 60 до 90 мин. Следует заметить, что время выборки может быть сокращено, если применять более высокоскоростную лебедку.

Станция воспроизведения. Для получения видимых записей на фотобумаге для станции АДСС (ИФЗ) использовалась станция воспроизведения, состоящая из ленты протяжного устройства с восьмиканальной магнитной головкой (скорость протяжки магнитной ленты 4,76 см/с), восьмиканального блока усилителей со сменными фильтрами, шлейфового осциллографа Н-155 и усилителя для слухового контроля.

Воспроизведение магнитных записей, полученных донными сейсмографами ДС (физический факультет МГУ), производилось с помощью стандартного стереофонического магнитофона "Электроника" с использованием фильтра-усилителя УА-65. "Визуализация" магнитных записей ДС осуществлялась так же, как и для АДСС, на шлейфовом осциллографе Н-115.

Анализ шумовых условий в точках регистрации сейсмических сигналов имеет смысл и для соответствующей подстройки используемой регистрирующей аппаратуры, и для выявления общих закономерностей, определяющих характер шумовых источников, а также для определения вариации уровня и частотного состава шума от места к месту. Первое необходимо для увеличения эффективности текущей регистрации, второе — для построения схем априорной оценки шумовых условий.

За сравнительно малое время использования донных сейсмографов для целей ГСЗ и изучения локальной сейсмичности был получен небольшой по объему, но ценный материал наблюдений над донными сейсмическими шумами. Применение в настоящем рейсе разнотипных регистрирующих станций и разнообразие условий наблюдений создали благоприятные предпосылки для пополнения имеющихся данных новыми сведениями и для их сопоставления.

Сейсмические шумы на дне и в приповерхностных слоях были проанализированы практически для всех районов, где проводились сейсмические наблюдения.

Методика построения характеристик шума. Записи шумов с АДСС, ДС и АБСС обрабатывались по единой методике на ЭВМ. Для этого записи (магнитные) воспроизводились с различными коэффициентами транспонирования (отношение скорости воспроизведения к скорости записи) и через преобразователь аналог—код и ЭВМ "Минск-2" переписывались в цифровом виде на магнитные ленты вычислительной машины¹.

Частоты квантования сигналов выбирались при этом такими, чтобы на лентах ЭВМ сигналы с различных приборов представлялись бы в едином временном масштабе.

После этой операции производился расчет спектров и автокорреляционных функций записанных сигналов при помощи алгоритма быстрого преобразования Фурье. Длительность сигналов и обратная им разрешающая способность по частоте определяются объемом памяти ЭВМ для "Минск-2" и используемой программы

$$FT = 512; \Delta f = \frac{1}{T}; \Delta t = \frac{1}{F}, \text{ где } (0, \frac{F}{2}) - \text{частотный диапазон, для которого}$$

го вычисляется спектр; Δf — шаг по частоте; Δt — интервал квантования сигнала по времени.

Таким образом, при частотном диапазоне (0; 51,2 Гц) длительность сигнала $T = \approx 5$ с, $\Delta f = 0,2$ Гц, $\Delta t = 0,0099$ с. Параллельно на ЭВМ записывался сигнал калибровки — линейно-частотно-модулированный сигнал известного напряжения, подаваемый на вход каждого из приборов при отключенном датчике (сейсмоприемнике, гидрофоне). Этот сигнал записывался перед каждой постановкой приборов на ту же магнитную ленту, что и сигналы датчиков. При заранее известной характеристике датчиков и наличии записей калибровочного и сейсмического сигналов можно получить абсолютные значения физических параметров — смещения и давления. Действительно, пусть $U(f)$ — спектральная характеристика сейсмоприемника (рис. 19), $T(f)$ — энергетический спектр сигнала, $K(f)$ — энергетический спектр калибровочного сигнала. Тогда справедливо соотношение

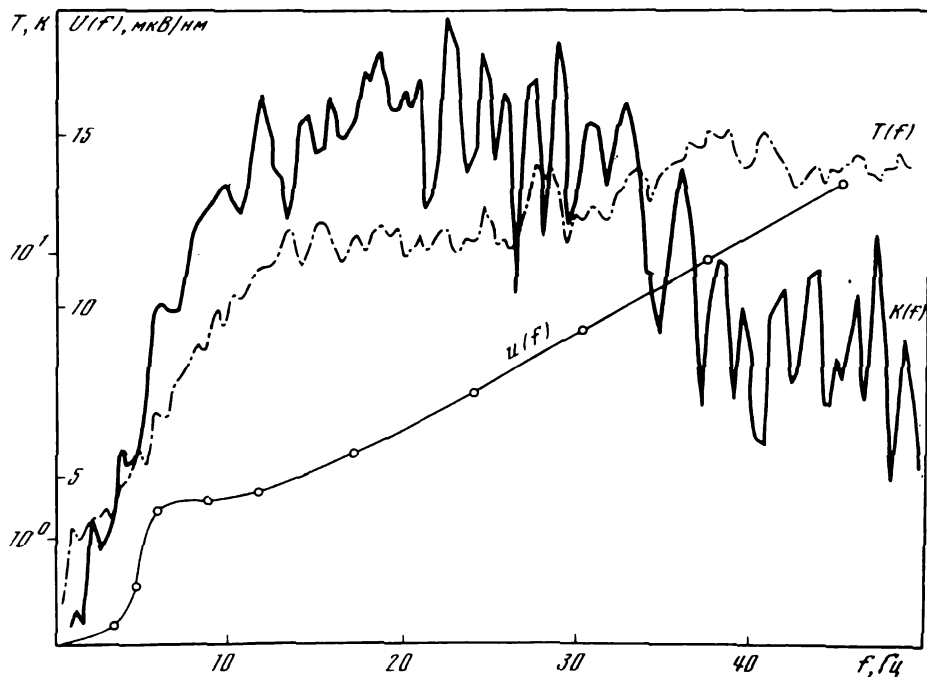
$$A(f) = \frac{K_0}{U(f)} \sqrt{T(f)/K(f)},$$

где $A(f)$ — искомый амплитудный спектр физической величины; K_0 — амплитуда калибровочного сигнала (в мкВ).

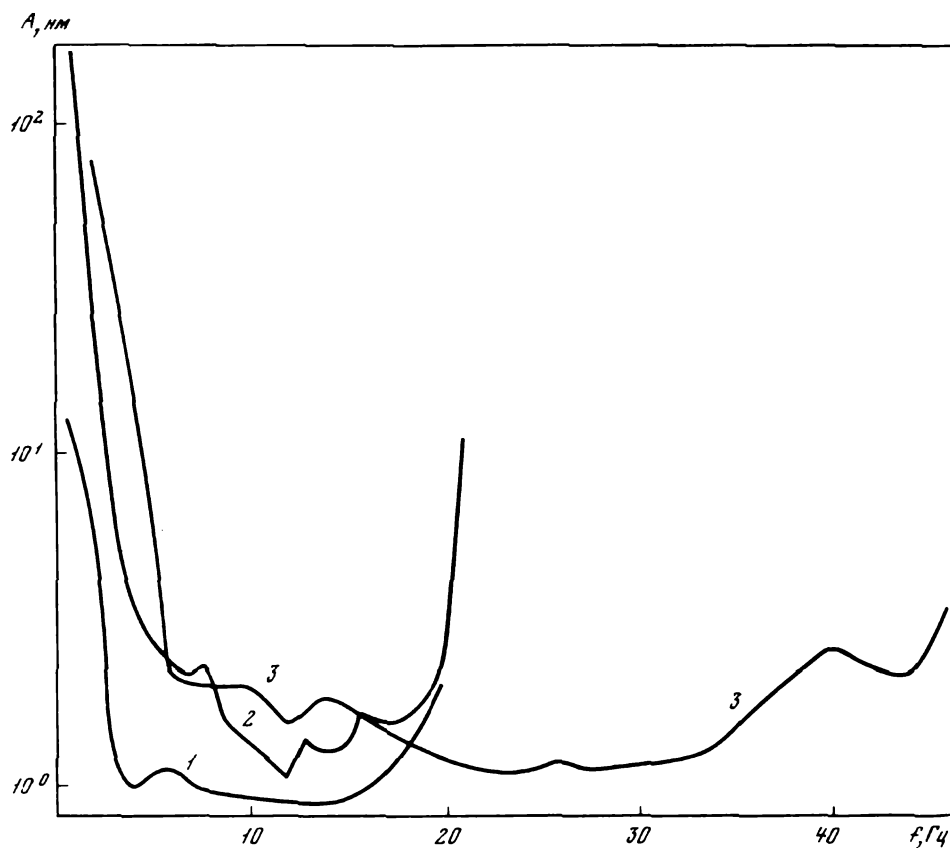
Спектры сейсмических шумов. Амплитудно-частотные спектры сейсмических шумов для сейсмических станций в точках наблюдения, охарактеризованных табл. 1, приведены на рис. 20.

В области низких частот наблюдается резкое возрастание уровня шумового фона, связанное скорее всего с генерацией интенсивных штормовых микросейсм на

¹ Расчеты спектров проведены Н.Е. Мальцевым и Л.А. Савриной.



Р и с. 19. Спектральные характеристики сейсмоприемников $U(f)$ и примеры энергетического спектра калибровочного сигнала $K(f)$ и спектра шума $T(f)$



Р и с. 20. Амплитудно-частотные спектры сейсмических шумов в точках, охарактеризованных табл. 1. Записи донных станций: 1, 2 — ДС, 3 — АДСС

Положение сейсмических станций и условия наблюдений

Дата	Координаты		Станция	Глубина, м	Состояние моря
	с.ш.	з.д.			
12-15.VIII.71	68°41,4'	13°45,8'	ДС	1670	Зыбь
20.-26.VIII.71	69 10,0	8 15,0	ДС	910	"
22-26.VIII.71	70 13,7	8 28,0	АБСС	575	4 балла

частотах 0,2 Гц с амплитудами смещений почвы в сотни микрон. С ростом частоты происходит закономерное уменьшение шума. Уровень шума в интересующем нас диапазоне частот 4-20 Гц сравнительно низок (единицы миллимикрон) и варьирует от точки к точке. Причины этих вариаций, вообще говоря, могут быть разнообразными (глубина моря, грунтовые и погодные условия, придонные течения, близость берега и т.д.). Однако существует и более общая причина, проявляющаяся схожим образом в различных районах и связанная с особенностями генерации шумов.

Общим параметром, влияющим на уровень шума донных станций, оказалось расстояние от точки регистрации до поверхности моря. На рис. 21 приведен график, иллюстрирующий зависимость 10-герцовой составляющей шума от глубины моря в месте установки донных сейсмографов. Для графика использованы данные, полученные в настоящем рейсе, и результаты предшествующих работ в других районах. Прямая в билогарифмическом масштабе, хорошо представляющая распределение точек, указывает на то, что имеет место зависимость вида $A \sim 1/H$, где H — расстояние от регистрирующей станции до поверхности моря. Такого рода зависимость

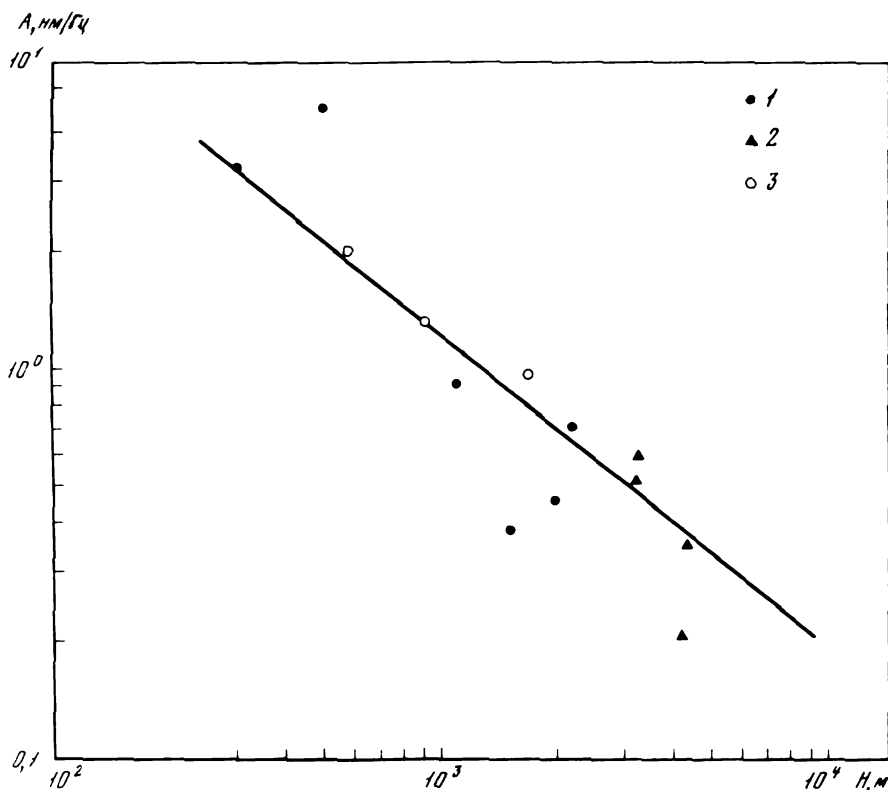


Рис. 21. График зависимости 10-герцовой составляющей шума от глубины моря
1 — Черное море; 2 — Индийский океан; 3 — Северная Атлантика (лис "Академик Курчатов")

получается тогда, когда шумовые источники (ограниченные по размеру) располагаются на поверхности и уровень шума на дне определяется расхождением идущей от поверхности сферической волны.

Выявленная закономерность уже в настоящем виде позволяет давать некоторые предварительные оценки возможным шумовым условиям при планировании сейсмических работ с донными сейсмографами. В частности, она указывает на значительное (почти на порядок) возрастание шумов при переходе от глубин 3–4 км к глубинам порядка сотен метров.

РЕГИСТРАЦИЯ МИКРОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Первоначальная программа изучения сейсмичности Срединно-Атлантического хребта при морских работах 1973 г. предполагала проведение исследований в одной из его сейсмоактивных зон — осевой части хребта Рейкьянес. Новая программа проведения геофизической съемки на полигонах, удаленных от сейсмоактивных зон, повлекла изменение методики наблюдений. Если в сейсмоактивных зонах для изучения слабых микроземлетрясений резонно было использовать многоточечные сети наблюдений, состоящие из сейсмостанций, расположенных в эпицентральных областях на небольших расстояниях одна от другой (8–10 миль), то в новых условиях основной организации наблюдений было разнесение станций на сравнительно большие расстояния (более 10 миль). Такое распределение станций по площади позволяло решать задачу об оценке возможной сейсмичности или ее отсутствии в изучаемых областях.

Изучаемые области — Исландское плато, Ян-Майенский хребет — асейсмичны по данным телесейсмоки, но примыкают к линейно протяженным сейсмоактивным областям: хребту Кольбеинсей, зоне разломов севернее о-ва Ян-Майена, северной части Исландии, зоне вдоль меридиана 10° в.д.

Применение высокочувствительных станций (с эффективным увеличением 10^6) с длительной (порядка нескольких дней) непрерывной регистрацией в указанных областях представляет интерес с разных сторон. В частности, такие наблюдения могут помочь ответить на некоторые существенные вопросы:

Как далеко распространяются напряжения от осевых частей рифта вкост его простиранию? Достаточны ли эти напряжения, чтобы вызвать землетрясения внутри "плиты"?

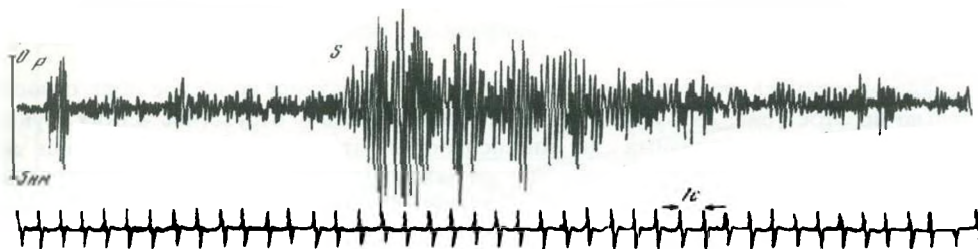
В какой степени гипотезы перемещения "плит" соответствуют наличию или отсутствию землетрясений (даже микроземлетрясений) в прилегающих к рифтовым зонам областях? Достаточны ли напряжения, вызванные движением "плиты", для объяснения наблюдаемой сейсмичности?

Движение "плиты" по пластическому основанию может вызвать значительные напряжения (в том числе и скалывающие) при наличии возмущений рельефа поверхности раздела. Означает ли отсутствие даже самых малых землетрясений, что рельеф "спокоен" или это может означать, что отсутствует горизонтальное перемещение? и т.д.

В программе изучения Срединно-Атлантического хребта сказано: "Сейсмический анализ серии землетрясений от центра рифтовой долины к рифтовым горам должен дать профиль напряжений и сброса напряжений, что имеет первостепенное значение для понимания механизма движения в плитовой тектонике". Несомненно, что результаты детального изучения упомянутых выше явлений могут стать серьезной проверкой концепции "тектоники литосферных плит".

Первый шаг в такого рода исследованиях должен состоять в обнаружении и описании "внутриплитовых" сейсмических областей. По сути дела, такую задачу в самой начальной стадии и следовало разрешить организуемыми в рейсе наблюдениями сейсмичности в районах, где она отсутствует по телесейсмическим данным.

Сейсмичность изучаемых районов детализирована в работе Л. Сайкса (Sykes, 1965) и последующих работах. Магнитуды землетрясений (минимальных) в



Р и с. 22. Запись землетрясения, зарегистрированного в северной части Ян-Майенского хребта (канал 7 Гц)

P – продольные, S – поперечные волны

большинстве случаев порядка 5. Точность оценки эпицентров ± 10 км (в лучшем случае).

Расположение станций наблюдений показано на рис. 17. Общее время непрерывной регистрации всеми станциями в разных точках около 17 сут.

Основной результат наблюдений состоит в том, что землетрясения (станции имели возможность регистрировать землетрясения с магнитудой $M=0$, энергией $\sim 10^4$ Дж) на Исландском плато и Ян-Майенском хребте не были зафиксированы.

Зарегистрированные в течение 6 сут сейсмические толчки (рис. 22) на станциях, расположенных на Ян-Майенском хребте, относились к сейсмоактивной зоне разломов севернее о-ва Ян-Майен. Станции, расположенные на ступени в восточной части Исландского плато (приблизительно 160 миль от осевой части сейсмоактивного хребта Кольбейнсей), землетрясений не зарегистрировали. Регистрация проводилась двумя станциями (на расстоянии около 60 миль одна от другой) в течение 3 сут.

Во время работ по ГСЗ с "Вимой" в Норвежском море было зарегистрировано несколько локальных сейсмических толчков $ct_{s-p} = 1$ с (приблизительно на расстоянии 7–10 км от станций). Эта зона соответствует сейсмоактивной области, определяемой по телесеismicким наблюдениям.

Несомненно, следует продолжать и детализировать исследования по изучению микросейсмичности в типичных рифтовых зонах: осевых частях рифтов, рифтовых горах и прилегающих частях "плит".

ЭКСПЕРИМЕНТЫ С ПНЕВМОИСТОЧНИКОМ

Район и методика работ. При работах в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов" в Норвежском море, к северу от Исландии, отряд ГСЗ провел три эксперимента с пневмоисточником на трех полигонах в местах предполагаемого бурения скважин в 38-м рейсе БС "Гломар Челленджер". В задачи экспериментов входило получение скоростного разреза для верхней части осадков (в дополнение к данным непрерывного сейсмического профилирования) и определение возможностей донной станции ГСЗ (АДСС) при работах с пневмоисточниками малой мощности.

Использовался источник емкостью 0,5 л, эквивалентный 20 г заряду взрывчатых веществ. При глубине около 5 м спектр излучения имел острорезонансный пик на частотах 17–19 Гц. Прием осуществлялся донной низкочастотной трехкомпонентной станцией прямой магнитной записи с полосой пропускания 2–12 Гц. Поскольку характеристики станции и источника не согласованы, данный пневмоисточник не является оптимальным для работ с АДСС.

Здесь дан анализ полученных материалов на примере эксперимента на полигоне 2, расположенном на Ян-Майенском хребте, где были затем пробурены скважины 346 и 347 в 38-м рейсе БС "Гломар Челленджер". На этом полигоне получен одиночный продольный годограф длиной 6,5 км и такой же длины поперечный годограф с $\Delta = 6,5$ –7,0 км. Расстояния между сигналами пушки при скорости судна 6 узлов составляли 100–200 м.

Годографы построены в функции абсолютного времени излучения импульсов пневмоисточником, расстояния вычислены по средней скорости движения судна.

По остальным двум полигонам приводятся лишь результаты обработки годовых годов.

Характеристика волновой картины. Зарегистрированное волновое поле относительно простое (рис. 23). Характерная его особенность — отсутствие четких звуковых волн, резко отличных по интенсивности от остальных волн. Лишь на малых расстояниях по соответствию расчетным временам первые вступления можно считать прямой волной D . На интервале до 3,6 км, возможно, они присутствуют и в последующем цуге колебаний. На малых расстояниях (до 1,2 км) хорошо выделяется отраженная волна R_1 с $t_0 = 1,13$ с, совпадающая с расчетным годографом водной волны первой кратности.

Вблизи источника отмечено мало волн, с удалением от источника их количество увеличивается и четко очерчивается область начала интенсивных колебаний, характерная для поля кратных волн.

В первых вступлениях на расстоянии 1,6 км звуковую волну D сменяет двух-трехфазная преломленная волна Φ_1' относительно небольшой интенсивности с прямолинейным годографом. Кажущаяся скорость этой волны на расстояниях до 4 км равна 2,7–2,8 км/с, а далее 3,4–3,6 км/с. По излому годографа и характеру амплитудного графика (рис. 24) можно было бы предложить здесь смену волн. Но форма записи остается стабильной, а в последующих вступлениях трудно выделить продолжения сменяющихся волн. Возможно, что изменение кажущейся скорости обусловлено вариацией наклона границы раздела, либо, что более вероятно, уменьшением скорости судна, так как через 2 км после точки излома судно изменило галс на 90° .

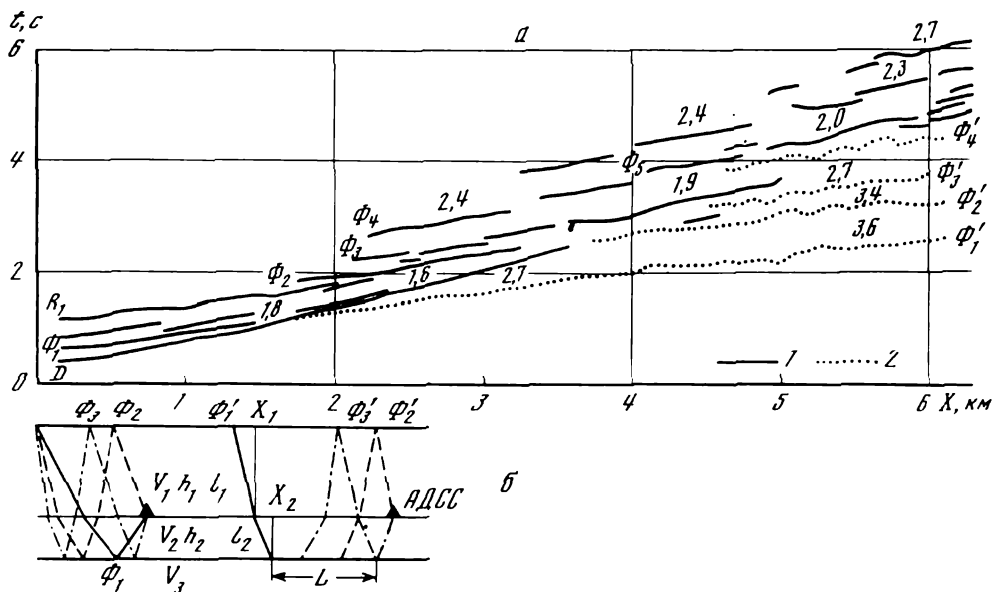
Кроме водной волны первой кратности, вблизи источника в последующих вступлениях прослежена четкая, интенсивная отраженная волна Φ_1 с $t_0 = 0,64$ – $0,66$ с. Мы предполагали, что это отражение от так называемого акустического фундамента, с которым увязывается преломленная волна Φ_1 в первых вступлениях с кажущейся скоростью $V^* = 2,7$ км/с.

В последующих вступлениях многие волны имеют параллельные годографы со скоростями: 1) близкими и немного большими скорости звука — от 1,6 до 2,4 км/с; 2) равными 2,7–2,8 и 3,4 км/с. Отсюда можно заключить, что в формировании волнового поля велика доля различного рода кратных волн. Не исключена возможность существования среди них и обменных волн, которые могли образоваться на резкой границе фундамента.

В целом на всем интервале регистрации поле четко делится на преломленные волны малой интенсивности с протяженными областями прослеживания (до 4 км) и интенсивные, по-видимому отраженные, волны, по общей части кратные в критической области, с короткими областями прослеживания (1–2 км). Отраженные волны имеют более длинные цуги колебаний (четыре-пять периодов, а на больших расстояниях — из шести-семи периодов) по сравнению с преломленными волнами, которые обычно состоят из двух-трех периодов.

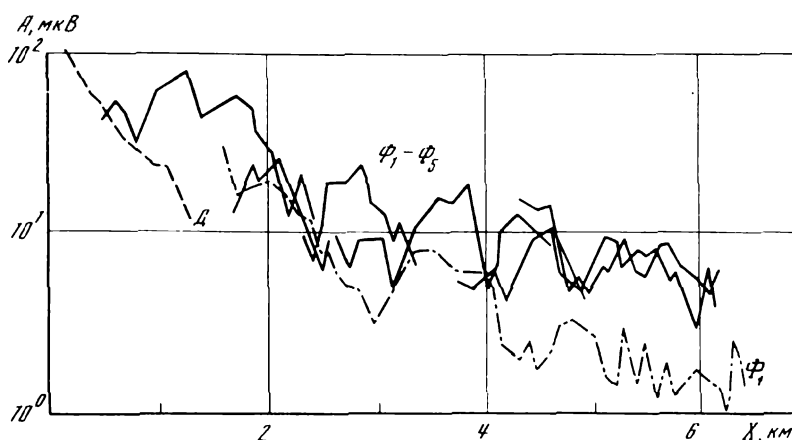
Несмотря на то что не совсем ясна степень взаимного влияния сейсмографов, их чувствительность и направленность в кардане, все же можно заметить, что характер записи на компонентах существенно различается. На X - и Y -компонентах заметны, правда в меньшем числе, почти те же интенсивные отраженные волны. На условной X -компоненте их интенсивность даже выше, чем на вертикальной. Наиболее очевидное отличие записей горизонтальных компонент заключается в следующем: на горизонтальных приборах практически не выделяются первые преломленные волны; предполагаемая прямая водная волна более интенсивна и прослеживается на большие расстояния в последующих вступлениях.

Результаты интерпретации. Очевидно, что по одиночным годографам нельзя получить однозначное представление о строении среды. Поэтому наша задача состояла в сужении этой неоднозначности путем перебора решений при использовании кинематических и динамических характеристик разных областей наблюдаемого поля. Основными исходными данными (в порядке значимости) мы считали: 1) годографы первых вступлений, 2) годограф отраженной волны с $t_0 = 0,64$ с, 3) годографы кратных волн, 4) амплитудные графики, 5) особенности записей на разных компонентах.



Р и с. 23. Годографы сейсмических волн

а — годографы волн, выделенные на профиле на Ян-Майенском хребте: 1 — отраженных, 2 — преломленных; *б* — схема лучей волн, идентичных экспериментальным; остальные обозначения см. в тексте.



Р и с. 24. Амплитудные графики основных волн, выделенные на профиле на Ян-Майенском хребте

Условные обозначения см. в тексте

Из данных эксперимента и других источников о скоростном составе океанического дна можно составить следующее представление о свойствах среды: граница между водным слоем и дном нерезкая; под придонным слоем взвеси граница резкая, соответствующая уплотненным осадкам, так называемый акустический фундамент, от которого при НСП регистрируются четкие вертикальные отражения. На наших годографах фундаменту соответствует преломленная волна со скоростью $V^* = 2,7$ км/с и отраженная волна с $t_0 = 0,64-0,66$ с.

Эта граница и формирует главную часть поля кратных волн.

Отсутствие придонной волны в чистом виде вынудило нас определять параметры слоя под дном косвенным образом. Перебирались скорости 1,6; 1,8 и 2,0 км/с. Характер амплитудного графика, положение начальной точки и значения кажущейся скорости позволяют исключить скорость 2,0 км/с. Средняя скорость до границы с $V^* = 2,7$ км/с, вычисленная по точке пересечения годографов, равна 1,8 км/с. Коэффициент отражения волны от этой границы при скорости в донном слое

1,6 км/с составляет 0,4, а для скорости 1,8 км/с равен 0,3. Если проинтерполировать амплитудные графики к источнику, то наиболее вероятное отношение амплитуд составит 0,3, т.е. близкое к рассчитанному для скорости 1,8 км/с. Отсюда можно предположить, что в придонном слое скорость может колебаться в пределах 1,6–1,8 км/с.

При принятой скорости и разности Δt для времен волны, отраженной от границы с $V^* = 2,7$ км/с, и прямой волны над станцией определили толщину h_2 слоя, которая равна 0,24–0,29 км.

Годографы и амплитуды волн в последующих вступлениях сопоставлялись с расчетами для отраженных и преломленных волн разной кратности. Расчеты для обоих вариантов донного слоя (1,6 и 1,8 км/с) свидетельствуют скорее в пользу слоя со скоростью 1,8 км/с, так как в этом случае начальные точки расчетных кратных волн лучше соответствуют наблюдаемым.

Среди кратных преломленных волн аналоги волн типа Φ'_1 и Φ'_2 (рис. 23, б) различаются тем, что у Φ'_2 растянут импульс до четырех-пяти периодов и все экстремумы имеют одинаковую амплитуду. Среди кратных отраженных волн большую длину годографа имеют волны, подходящие снизу. Расчетные амплитуды кратных отраженных волн дают резкие максимумы на интервалах 1–2 км, что соответствует наблюдаемым интервалам прослеживания. Расчетные и наблюдаемые годографы лучше всего совпадают на расстояниях до 4 км.

Мы предполагали, что среди преломленных волн доминируют волны типа Φ'_1 , Φ'_2 , Φ_3 . Времена их прихода соответственно t_1, t_2, t_3 :

$$t_1 = \frac{l_1}{V_1} + \frac{2l_2}{V_2} + \frac{L}{V_3}; \quad (1)$$

$$t_2 = \frac{3l_1}{V_1} + \frac{2l_2}{V_2} + \frac{L - 2X_1}{V_3}; \quad (2)$$

$$t_3 = \frac{3l_1}{V_1} + \frac{4l_2}{V_2} + \frac{L - 2X_1 - 2X_2}{V_3}. \quad (3)$$

Величины l_1 и l_2 определяются из выражений: $l_1 = \frac{h_1 V_3}{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}$; $l_2 = \frac{h_2 V_3}{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}}$.

Разности времен прихода волн равны

$$t_2 - t_1 = \frac{2l_1}{V_1} - \frac{2X_1}{V_3}; \quad (4)$$

$$t_3 - t_2 = \frac{2l_2}{V_2} - \frac{2X_2}{V_3}. \quad (5)$$

Для нашего разреза при $V_1 = 1,5$ км/с и $V_3 = 2,7$ км/с разность времен равна $t_2 - t_1 = 0,63$ с, что совпадает с наблюдаемыми величинами на расстояниях до 2,6 км, но меньше, чем на расстояниях более 4 км, где эта величина равна 0,68 с. Увеличение $t_2 - t_1$ возможно, если глубина границы увеличивается. В этом случае скорость вдоль границы порядка 3,4 км/с, а глубина границы увеличивается от 0,81 до 1,38 км. Но расчет начальных точек для такого варианта среды противоречит наблюдаемым, а потому он не может быть принят. Возрастание $t_2 - t_1$ можно было бы также объяснить увеличением глубины моря, и это предположение представляется нам здесь наиболее реальным. Изменение $t_2 - t_1$ соответствует увеличению глубины моря от 0,57 до 0,62 км.

Величина $t_3 - t_2$ в среднем составляет 0,36 с, причем она увеличивается с расстоянием. Мы предполагаем, что это связано с увеличением мощности слоя h_2 от 0,29 до 0,44 км. Исходя из этих значений сделана оценка угла наклона границы и определена величина граничной скорости: $\varphi = 20^\circ$, $V_r = 2,8$ км/с. Таким образом, по расхождению годографов волн разной кратности в воде и донном слое можно было определить угол наклона и величину граничной скорости.

Суммируя все данные для полигонов 1, 2 и 3, получаем следующие параметры среды:

Слой	Скорость, км/с	Мощность, км	Глубина подошвы, км
Полигон 1			
Вода	1,5	1,6	0,62
1	1,6–1,8	0,2	0,8–1,0
2	2,2		
Полигон 2			
Вода	1,5	0,57–0,62	1,6
1	1,6–1,8	0,24–0,29–0,44	1,8
2	2,8		
Полигон 3			
Вода	1,5	1,5	1,5
1	1,6–1,8	0,5	2,0
2	3,7	1,6	3,6

Вблизи полигона БС "Гломар Челленджер" были пробурены две скважины. Данные по этим скважинам:

	Скв. № 346	Скв. № 347
с.ш.	$\varphi = 69^{\circ}53,35'$	$\varphi = 69^{\circ}52,31'$
з.д.	$\lambda = 08^{\circ}41,14'$	$\lambda = 08^{\circ}41,80'$
Глубина моря, м	732	745
Глубина проникновения под дно, м	187	190
Измеренная скорость, км/с	1,83	3,08
Возраст	Поздний эоцен	Середина позднего эоцена

Верхняя толща до глубины 32 м сложена терригенным песчаным илом, ниже залегает песчаный ил. На глубине 120 м несогласно залегает песчаный аргиллит. От границы этого несогласия получено отражение; предполагается, что фундамент должен быть ниже.

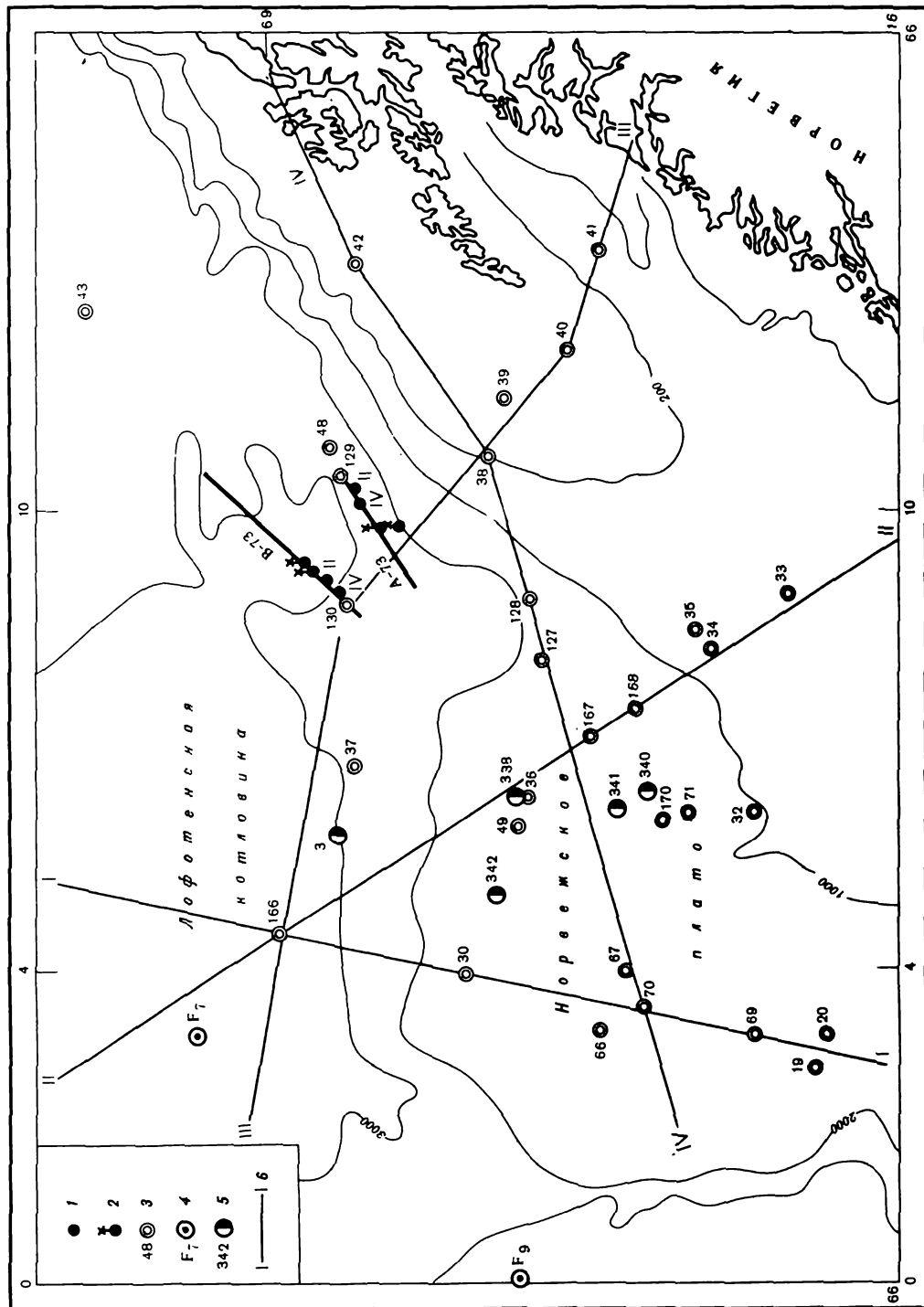
Несовпадение мест сейсмических измерений и бурения позволяет считать, что оцененная нами толщина придонного слоя и скорость в нем достаточно хорошо согласуются со скважинными измерениями.

Проведенные работы по регистрации сигналов пневмоисточника донными станциями показали, что большая эффективная чувствительность станций обеспечивает регистрацию этих слабых импульсов на значительных удалениях (до 5 км и более), даже несмотря на несовпадение их частотных характеристик.

Что касается дальнейших перспектив применения этих источников для глубинных сейсмических исследований, то очевидно, что для повышения дальности регистрации необходимо группирование пневмоисточников для смещения спектра в сторону низких частот и увеличения силы сигнала. Для того чтобы реализовать эффективность большой частоты пневмоимпульсов, совершенно необходимо иметь приспособление для преобразования последовательной магнитной записи АДСС в параллельную запись.

ПРОФИЛИ ГСЗ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ

В период работ нашей экспедиции в Норвежском море работало нис "Вима" геологической обсерватории Ламонта-Доэрти (Колумбийский университет). Руководитель экспедиции профессор М. Тальвани предложил провести совместную регистрацию взрывов, проводимых им на профилях А и В в Лофотенской котловине, у северного склона плато Воринг (рис. 25).



Р и с. 25. Схема расположения профилей, скважин и линий сечений

1 – АДСС: IV–II–19(IV) и II–I–16(II); 2 – дрейфующие АБСС; 3 – радиобуй "Вима"; 4 – профили ГСЗ Юингов (Ewing M., Ewing J., 1959); 5 – скважины БС "Гломар Челленджер"; 6 – сечения, по которым строились сводные разрезы; А–73 и В–73 – профили ГСЗ, исследованные судами "Вима" и "Академик Курчатов" в 1973 г.

Согласно принятой американскими коллегами методике, на профилях было выставлено три советских станции, которые обеспечивали получение односторонних длинных годографов и системы из коротких встречных годографов между двумя донными и одной буйковой станциями.

Судно "Вима" проводило регистрацию преломленных волн с радиобуем, который записывал сигналы эйргана и частых малых (0,2 кг) взрывов.

Взаимное расположение станций и схема прострелки профиля А-73

Для возбуждения сейсмических колебаний были использованы взрывы величины 0,2; 0,9; 4,5; 9,0 кг и пневмоисточник – эйрган объемом 40 куб. дюймов.

Регистрацию вели две трехкомпонентные донные сейсмические станции (АДСС II–I–16, АДСС IV–II–19), радиобуй (РБ); автономная буйковая сейсмическая станция (АБСС). В табл. 2 сведены основные данные, относящиеся к схеме прострелки профиля.

Интервал посылки сигналов пневмоисточником составлял в начале профиля 10 с с постепенным увеличением до 20–23 с, сериями по 10 сигналов. Промежутки между сериями – 1,5 мин. Пневмоисточником отработан северо-восточный конец профиля (от АДСС II–I–16) длиной 8 км, сделано 290 ударов.

Начиная от станции АДСС IV–II–19 и далее на юго-запад, применялись взрывы:

Расстояние, км	Вес заряда, кг	Интервал, мин
0–25	0,2	1,5
25–38	0,9	5,0
38–48	4,5	10,0
48–58,5	9,0	10,0

Всего сделано 106 взрывов на участке профиля протяженностью в 55 км. Общая длина профиля около 70 км.

Описание сейсмического материала по станциям. Перезапись магнитограмм велась на различных фильтрациях, усиление при этом выбиралось в зависимости от величины заряда, расстояния взрыв–станция и величины фона помех.

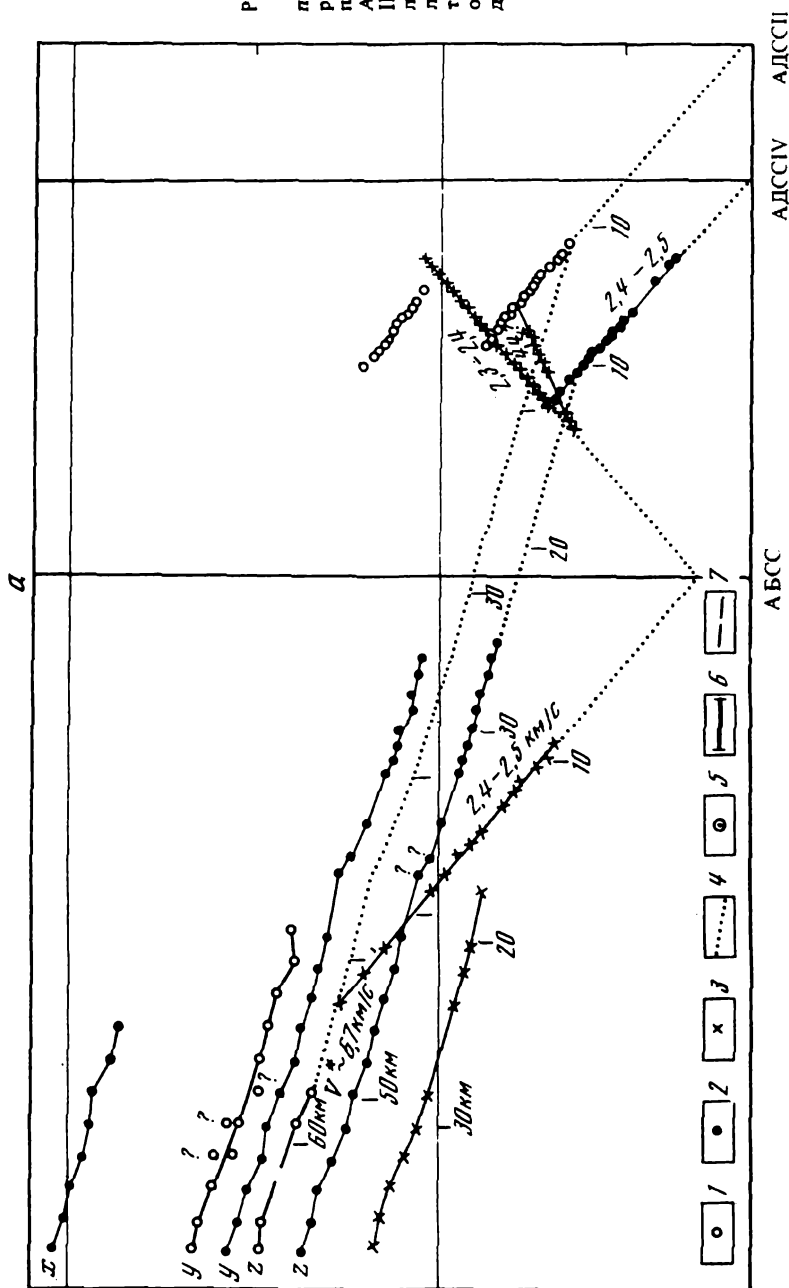
Т а б л и ц а 2

Положение сейсмических станций на профиле А-73. Состояние моря 1–3 балла

Станция	Координаты		Расстояние, км		Глубина, м
	с.ш.	з.д.	от профиля	от АДСС II–I–16	
АДСС II–I–16	68°37,9′	10°17,8′	3,2	0	2680
АДСС IV–II–19	68 35,7	10 07,0	2,2	8,4	2740
РБ*	68 33,0	09 57,8	2,3	16,2	2690
РБ**	68 31,1	09 37,5	2,4	30,0	2690
АБСС*	68 29,9	09 49,0	4,0	24,5	2630
АБСС**	68 26,7	09 49,0	8,3	30,2	2630

* Начало регистрации.

** Конец регистрации.



Р и с. 2. Сводные разрезы ГСЗ
а — годограф; б — разрез по профилю А-73; в — сравнение редуцированных годографов по профилям А-73 и В-73; г — АДСС II-1-16; 2 — АДСС IV-II-19; 3 — АБСС; 4 — интерполяция годографов в точки наблюдений; 5 — метод t_0 ; б — метод полей времени; 7 — данные одиночных годографов; 129 и 48 данные радиобуев "Вима".

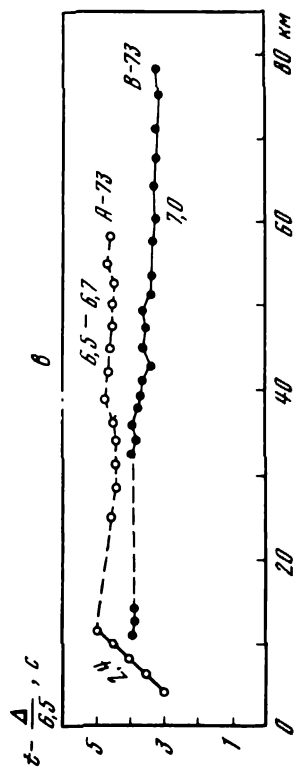
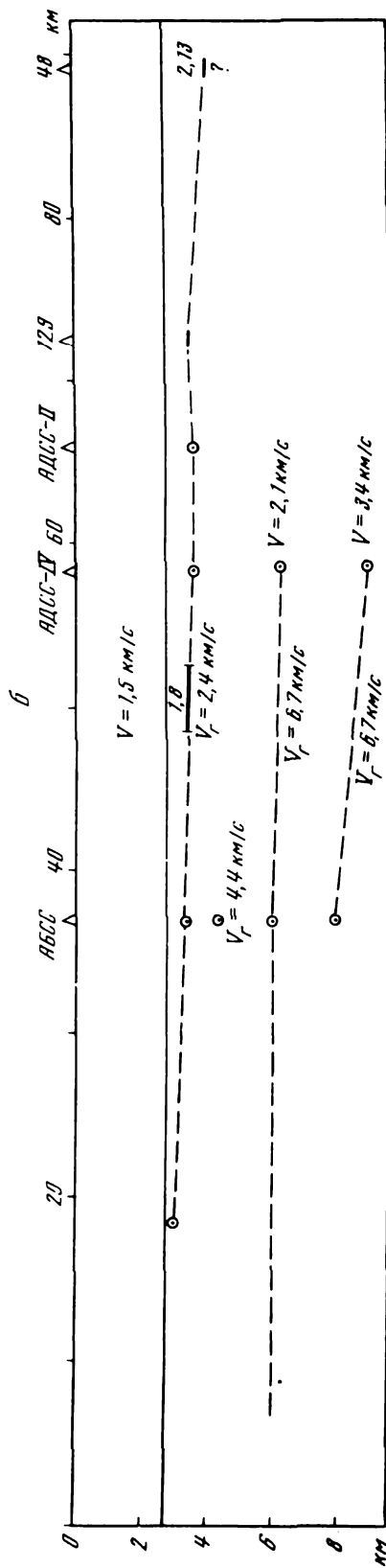


Рис. 26 (окончание)

Соотношения уровней помех и полезных сигналов

Фильтрации, Гц	Амплитуда, мкВ		Фильтрации, Гц	Амплитуда, мкВ	
	Фон	Полезный сигнал		Фон	Полезный сигнал
0-7	6-12	10-15	7-15	10	20
0-15 0-15	10	10-15	0-24	10	15

Станция А Д С С II-I-16. Практически с имеющимся набором фильтров при перезаписи невозможно было получить качественный материал на протяжении всего интервала прострелки. Начиная с удаления точек взрывов на 17 км (на юго-запад) наблюдается большой фон помех. В табл. 3 приведены величины амплитуд в микровольтах фона помех и полезного сигнала Z -компоненты для рабочих фильтраций. Полезный сигнал первых волн на больших расстояниях отличается от фона только на сейсмограммах, полученных при зарядах 9 кг, где отношение сигналов равно 2 (см. также табл. 5).

Четкие записи первых волн с кажущейся скоростью 2,44 км/с получены в интервале расстояний от станции 11-17 км. Интервал 14-17 км характерен дополнительной четкой волной в последующих вступлениях на временах 10,5-12 с (Δt от первых вступлений около 2,8 с) с такой же кажущейся скоростью. На Y -компоненте, как и на Z -компоненте, не выделяется первых волн, но прослеживается интенсивная последующая волна с кажущейся скоростью 6,5-6,7 км/с на временах, больших, чем времена первых вступлений, на 1,5-1,8 с.

Станция А Д С С IV-II-19. Магнитограммы, полученные на расстояниях 27-57,5 км от станции, перезаписаны на трех компонентах. Фон помех мал (1-2 мкВ), величина полезного сигнала отличается в 3-6 раз, кроме участка 15-25 км, где, возможно, малые величины зарядов не дают сейсмического эффекта. Первые волны зарегистрированы Z -компонентой в интервале расстояний от станции 4-14 км ($V^* = 2,44$ км/с) и 25-57,5 км ($V^* = 6,5-6,7$ км/с). Начиная с расстояний 46 км, на горизонтальной X -компоненте в последующей части сейсмограммы выделена волна на временах 18,5-20,5 с с V^* около 6,7 км/с. Времена первых вступлений горизонтальной и вертикальной компонент совпадают, лишь на Y -компоненте эти волны не регистрируются, но приблизительно через 2 с после первых вступлений этой компонентой зарегистрирована четкая волна с кажущейся скоростью 6,7 км/с.

Станция А Б С С находилась в дрейфе, максимальная протяженность которого составляла 5,5 км. Перезапись магнитных лент велась на тех же фильтрациях, что и для А Д С С.

Кроме звуковых волн, можно проследить следующие волны. В интервалах расстояний 9-17,5 км к северо-востоку от станции и 9-23 км к юго-западу прослеживается в последующих вступлениях низкоскоростная волна ($V^* = 2,5$ км/с). В первых вступлениях на северо-восточном участке профиля выделяется волна с кажущейся скоростью 4,4 км/с. На юго-западном участке эту волну проследить не удалось, хотя на нескольких сейсмограммах отмечаются вступления, отличные от фона. С расстояния 42 км выделена в первых вступлениях волна с $V^* = 6,5-6,7$ км/с.

Р а д и о б у й (РБ). На профиле А-73 велась регистрация взрывов радиобум, дрейф которого составил 14 км. Условия установки отличались большим фоном помех. Зарегистрированы интенсивные звуковые волны. Полезные сигналы в первых вступлениях выделяются не на всех сейсмограммах, но там, где они отмечаются, их данные подтверждают информацию донных станций и станции А Б С С о глубинных волнах.

Годографы и разрез по профилю А-73. По данным взрывов были построены годографы (рис. 26, а). Выделены три волны с кажущимися скоростями, км/с:

Станции	V_1^*	V_2^*	V_3^*
АДСС II-I-16	2,44	—	—
АДСС IV-II-19	2,44	—	6,5–6,7
АБСС, северо-восточный участок	2,38	4,4?	—
АБСС, юго-западный участок	2,44	—	6,5–6,7

По годографам с указанными кажущимися скоростями был построен разрез земной коры по профилю А-73 (рис. 26, б).

Первая граница залегает на глубине (от дна моря) 200 м с постепенным увеличением глубины на северо-восток до 800 м (по профилю). Вторая граница с граничной скоростью 4,4 км/с находится на глубине 1,5–1,6 км. Значение глубины этой границы получено только под станцией АБСС. Третья граница с граничной скоростью 6,7 км/с расположена на глубине 3,3–3,5 км при условии средней скорости до границы 2,1–2,3 км/с. Если предположить, что граница со скоростью 4,4 км/с присутствует на протяжении всего профиля, и при построении третьей границы это учесть, то глубина ее залегания будет составлять 5–6 км при средней скорости до границы 3,4 км/с.

Предполагая, что с расстояний более 65 км уже прослеживается преломленная волна на границе 7,0 км/с, и принимая средние скорости равными 4,4 или 4,8 км/с, получим для этой границы глубины 11,0 и 12,8 км от поверхности дна океана.

Скоростная колонка по профилю А-73 будет следующей:

Слой	Скорость, км/с	Мощность слоя, км	Глубина подошвы, км
Вода	1,5	2,7	2,7
1	2,44	0,2	2,9
2	4,4	1,3–1,4	4,4–6,0
3	6,5–6,7	4,5–5,5	11,0–12,8

Сейсмические наблюдения на профиле В-73

Профиль В-73 расположен в Лофотенской котловине Норвежского моря, в 40 км северо-западнее профиля А-73. Глубина моря 3000 м (см. рис. 25). Протяженность профиля около 80 км. В табл. 4 приведены величины зарядов, применяемых для возбуждения упругих волн.

Т а б л и ц а 4

Величины зарядов на профиле В-73

Расстояние от станции АДСС IV-II-19, км	Вес заряда, кг	Интервал между взрывами, мин
12–30	0,22	1,5
30–43	0,45	5
45–63	4,5	10
65–80	9,0	20

Регистрация упругих колебаний осуществлялась двумя АДСС и одной АБСС. АДСС регистрировали все взрывы, АБСС — только 68, так как из-за усилившегося волнения моря она была поднята на борт судна раньше окончания взрывных работ. Перезапись взрывов на удалениях до 20 км проводилась на трех фильтрациях: 0–7, 7–15, 11–24 Гц. На расстояниях более 20 км получены перезаписи только на двух первых фильтрациях. Для выделения звуковых волн, по которым определялось расстояние взрыв–станция, запись велась также на широкополосной фильтрации.

Уровень сейсмических волн и фона помех. Так как регистрация взрывов производилась одновременно с записью калибровочного сигнала МГПА, можно было

Соотношения уровней помех и полезных сигналов

Расстояние до взрывов, км	Вес заряда, кг	Сигнал, мкВ					
		Первая волна, Гц			Фон, Гц		
		0-7	7-15	11-24	0-7	7-15	11-24
12	0,22	3,1	10	5,0	1,0	3,0	3,0
16,5	0,22	1,2	4,5	7,8	1,3	3,3	7,0
20	0,22	1,8	3,6	6,4	1,0	1,0-3,0	2,0-5,0
30	0,22	1,2	3,7	5,8	0,5	1,2-2,5	2,0-7,0
46	4,5	2,8-5,0	3,3-6,0	5,0-9,0	0,5	1,3-2,6	2,5-6,2
60	4,5	2,8-3,6	4,0-8,7	4,0-11,0	1,2	1,2-3,3	2,0-7,4
62	9,0	1,4-2,8	2,6-9,3	2,5-12,0	1,3	1,3-3,0	1,8-6,5
80	9,0	1,9-7,4	2,0-8,5	9,8-9,0	0,8	0,7-2,8	1,8-5,0

Таблица 6

Скорости сейсмических волн на профиле В-73

Слой	Скорость, км/с	Мощность, км	Глубина подошвы, км
Вода	1,5	3,0	3,0
1	2,3	2,2	5,2
2	6,5	5,4	10,8 (9,8)
3	7,0		

вычислить величину сигналов в микровольтах. В табл. 5 даны величины зарегистрированных сигналов для первых волн и фона микросейсм в разных диапазонах частот для разных удалений от источника. Для больших расстояний приведено два значения амплитуды: первое вступление и максимальная фаза. Оценка уровня фона микросейсм проводилась по средним и максимальным амплитудам первых колебаний записей. Из сопоставления амплитуд полезных волн и фона микросейсм следует, что на низких частотах отношение сигнал/фон равно 3; на высоких — только 1,5. Этим объясняется тот факт, что наиболее четкое выделение волн возможно по записям, полученным на низкочастотной фильтрации 0-7 Гц.

Полученные величины уровня полезных сигналов и фона микросейсм можно пересчитать в величины смещения, если учесть частотную характеристику сейсмографа донной станции. Получаются следующие значения: на частоте 5 Гц фон микросейсм дает смещения 0,1-0,3 нм, на частоте 20 Гц он равен 0,3-1,1 нм. Этот уровень соответствует районам на суше с очень низким уровнем фона микросейсм, а на море глубинам около 3 км (см. рис. 20).

Зарегистрированные величины смещений полезных сигналов на частоте 5 и 20 Гц практически совпадают и варьируют в пределах 0,4-2,0 нм. Это указывает на широкополосный спектр взрыва, возбуждаемого даже небольшими зарядами. Хотя величины сигналов, возбуждаемые взрывами, были очень малыми, но благодаря весьма низкому уровню фона помех их все же удалось выделить на достаточно больших удалениях от источника (около 80 км).

Особенности сейсмических записей. Характеристика волнового поля дана на основании анализа сейсмограмм АДСС IV-II-19 которая, зарегистрировала все взрывы на участке профиля 12-80 км. На сейсмограммах выделяются две области прихода полезных сигналов. На значительной части сейсмограмм зарегистрированы сейсмические волны, а в последующих вступлениях — протяженная группа звуковых волн. Времена прихода звуковых волн используются для определения расстоя-

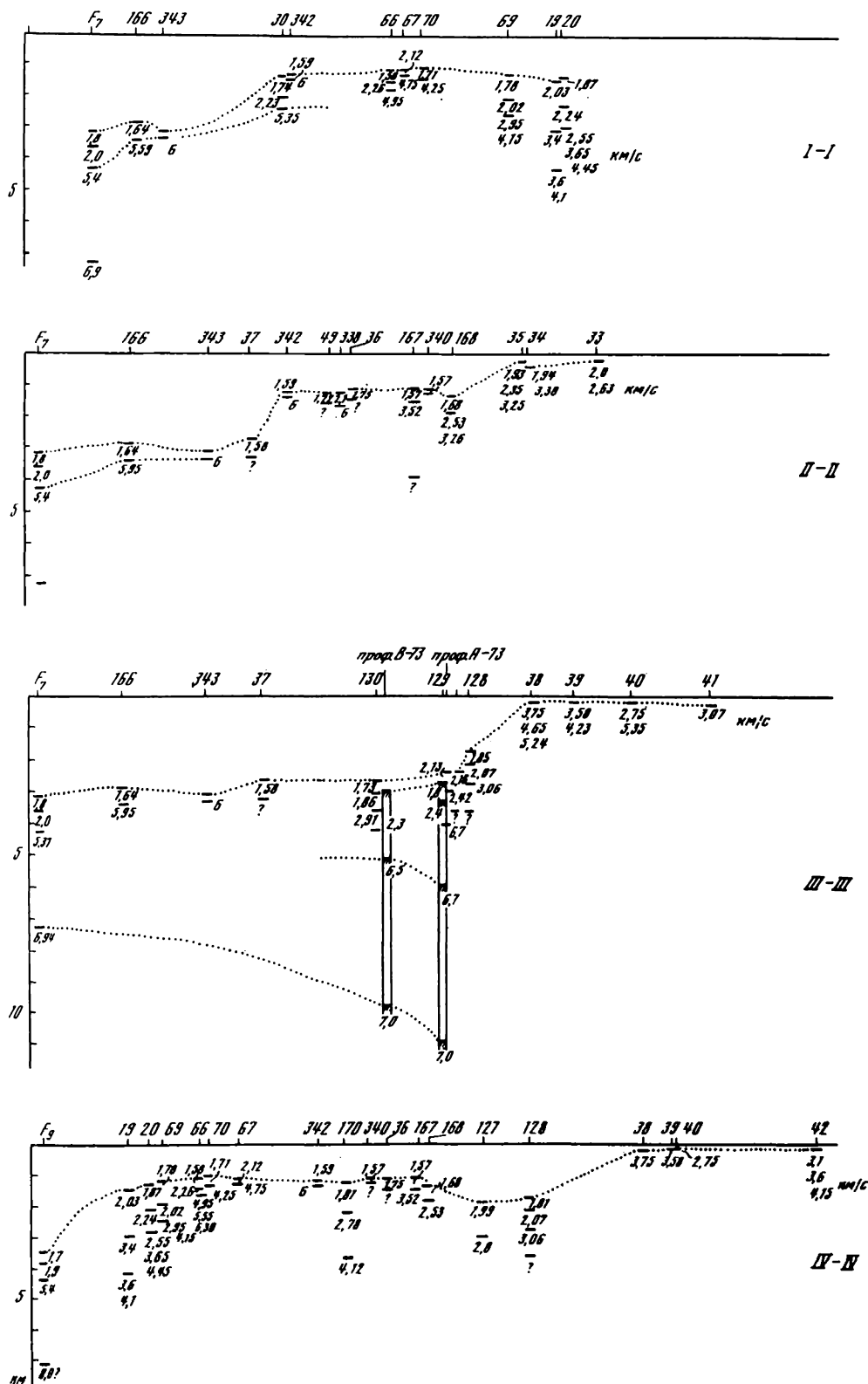
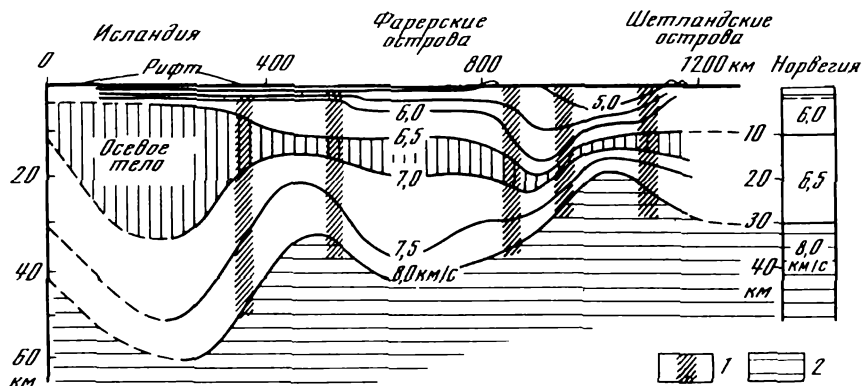


Рис. 27. Сводные разрезы по сечениям I-I, II-II, III-III, IV-IV
Положение разрезов см. на рис. 25; Б – базальты, вскрытые скважинами БС "Гломар Челленджер"



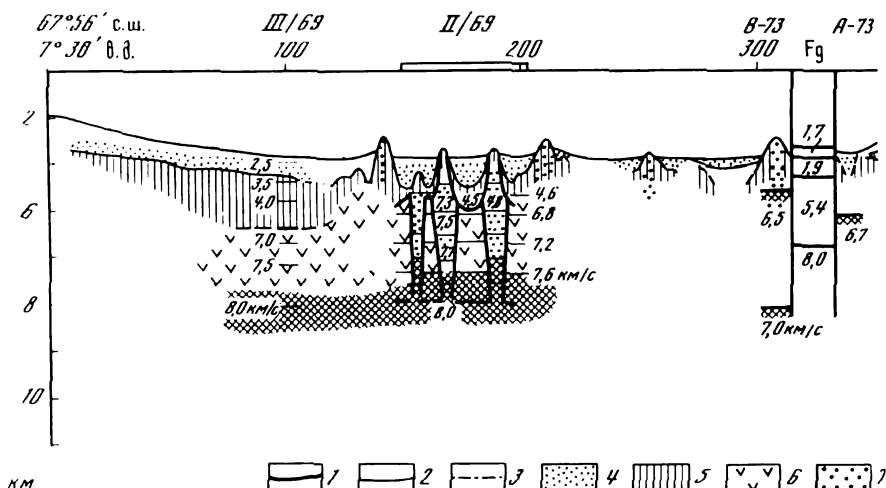
Р и с. 28. Разрез земной коры по линии Исландия – Норвегия (пункт взрыва Флора)
1 – границы выделенных блоков; 2 – нормальная мантия, скорость более 8 км/с

ния. Ниже дается кинематическая характеристика только первых волн. На рис. 25, в дан годограф первых волн в редукции 6,5 км/с для АДСС IV–II–19.

На близких расстояниях первые вступления имеют компактную форму записи, а первая волна представлена трехфазным колебанием длительностью 0,5–0,6 с. На удалениях более 40 км первые вступления приобретают простую и устойчивую форму записи, которая сохраняется почти на 40-километровом интервале профиля. Такая же форма записи первых вступлений наблюдается на второй станции, на удалениях от 46 до 68 км. На меньших расстояниях первые вступления относительно слабые и менее четкие. Сопоставление амплитудных особенностей записей одних и тех же взрывов для двух донных станций дает возможность установить место смены первых волн, соответствующих разным границам.

На расстояниях 12–80 км годограф первых вступлений имеет две протяженные ветви с кажущимися скоростями соответственно 6,5 и 7,0 км/с. Так как скорость первой ветви близка к наблюдаемой на профиле А-73, то при расчетах глубин мы предположили, что скорости в слоях равны кажущимся скоростям.

Скорость в верхнем осадочном слое принята равной 2,3 км/с, что согласуется с данными радиобуя № 130 нис. "Вима" (см. рис. 25). В результате получена скоростная колонка (табл. 6). В скобках дана глубина, вычисленная при средней скорости



Р и с. 29. Схематический разрез земной коры по линии Исландия – Норвегия, по Хинцу (Hinz, 1972)

1 – сейсмические преломляющие границы; 2 – разрезы в изолиниях скоростей по профилям I /69, П/69, Ш/69 (см. рис. 18); 3 – предполагаемые границы раз-

4,4 км/с. Средняя скорость определена по координатам точки пересечения ветвей годографов. В отличие от разреза по профилю А-73, на глубине около 10 км выделен слой со скоростью около 7,0 км/с. Такая же скорость обнаружена примерно на тех же глубинах, по данным К. Хинца (Hinz, 1972), на плато Воринг (см. рис. 29). В то же время на профиле А-73, расположенном непосредственно у плато, наблюдались скорости 6,5 км/с, и есть основание считать, что слой с этими скоростями распространяется до глубин не менее 10 км.

Вопрос об истинных скоростях в слое 3 на профиле В-73 остается неясным. Возможно, это уже мантийный слой и малая кажущаяся скорость объясняется падением границы М на северо-восток. Возможно также, что здесь имеется особого рода структура, подобная центральной части плато Воринг или Фарерско-Исландскому порогу, где уже на небольших глубинах отмечаются высокие скорости (около 7,0 км/с), и в связи с этим мантийные волны регистрируются в качестве первых на удалениях более 120–150 км.

Решение этих вопросов требует в дальнейшем постановки специальных работ по ГСЗ в этом районе.

Для более полного представления о строении земной коры в Лофотенской котловине были построены сводные разрезы по линиям, указанным на рис. 25. При построении разрезов учтены данные, полученные при сейсмических работах с радиобуями, результаты бурения скважин и профилей ГСЗ в смежных акваториях.

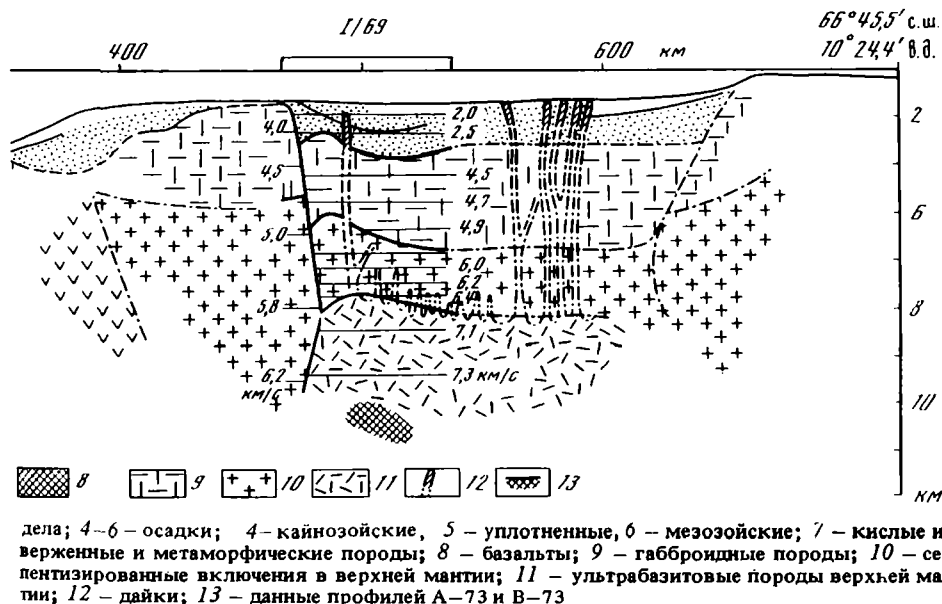
Два первых сечения (рис. 27) наглядно показывают, что структура плато Воринг существенно отличается от структуры Лофотенской котловины тем, что в разрезе этого плато не отмечены большие (5,0 км/с и более) скорости, в то время как в котловине они фиксируются на глубине около 1 км под дном моря.

Сечение III–III дает представление о переходе от Лофотенской котловины к шельфу, иллюстрируя резкость этого перехода и наличие на шельфе, сразу же под небольшим слоем осадочных пород с низкими скоростями, высокоскоростного фундамента.

Сечение IV–IV дает представление о всех трех структурах: Лофотенской котловине, плато Воринг и Норвежском шельфе.

Главным новым элементом этого сечения является локальный прогиб в северо-восточной части плато Воринг, заполненный низкоскоростными осадками. На этом разрезе представляют интерес данные Юнгов (F_9) о структуре коры в Лофотенской впадине.

Данные по профилям А-73 и В-73 показаны на сечении III–III. Они хорошо коррелируются с данными о верхней части разреза, подтверждая наличие слоев с вы-



сокими скоростями на небольших глубинах. Скорость 6,5–6,7 км/с на профиле А-73 обнаружена на глубине 6 км, а на профиле В-73 — 5 км. Характерно, что эти два профиля, расположенные у подножий плато Воринг и Норвежского шельфа, дают существенно разные разрезы, подчеркивая уже отмеченное различие в структурах Лофотенской котловины, плато Воринг и шельфа.

На рис. 28 приведен разрез земной коры по линии Северная Исландия—Фарерские острова—пункт взрыва Флора, (Норвегия). Он построен по данным НАСП (Зверев и др., 1975). Сравнение этого разреза с разрезом, описанным К.Хинцем (Hinz, 1972) для Норвежского моря и плато Воринг (рис. 29), дает основание полагать, что многие погруженные области Северной Атлантики возникли в результате подъема мантийного вещества и сокращения коры, которые обнаружены в области Фарерско-Шетландского желоба и предполагаются в области стыка Исландского шельфа с Фарерско-Исландским порогом, а также в Норвежском канале (рис. 28). Это предположение, конечно, не исключает тесного взаимодействия указанных явлений "мантийной эрозии" с развивающимся в настоящее время в западной части Северной Атлантики процессом рифтогенеза. Возможно, что именно преобразования глубинного вещества, приведшие к активному рифтогенезу, были причиной активного погружения, а затем и разрушения коры континентальных блоков.

Трудно оценить взаимодействие этих двух процессов в геологическом прошлом. Сторонники доминирующего влияния рифтогенеза и спрединга считают, что погруженные ныне блоки с толстой корой типа Фарерско-Исландского порога и возвышенности Роколл — это не реликты разрушенных континентальных блоков, а новые образования, возникшие на месте охлажденных "горячих точек".

Очевидно, что для выдвижения сколько-нибудь достоверных гипотез образования такой сложной области, как Северная Атлантика, в первую очередь необходимо региональное изучение ее глубинной структуры. Это позволит установить связи между современным строением коры, рельефом дна и гравитационным и магнитным полями. Можно надеяться, что такие данные в сочетании с результатами глубоководного бурения создадут основу для представления об истории развития этого региона.

Резюмируя изложенное здесь и в упомянутых работах других исследователей, отметим важнейшие черты глубинного строения коры дна океана в области: *срединно-океанические хребты* в осевой рифтовой зоне имеют сокращенную мощность корового слоя со скоростями сейсмических волн 5,5–6,0 км/с и поднятое положение кровли слоя со скоростями 7,2–7,3 км/с. По направлению к подножьям склонов хребтов мощность слоя со скоростями 7,2 км/с сокращается, здесь наблюдается кровля верхней мантии со скоростями 8,1–8,3 км/с, постепенно поднимающаяся на глубины, обычные для океанических плит, тогда как в осевых зонах срединно-океанических хребтов она погружена на глубины порядка 30 км, и более. Под Исландией кровля нормальной мантии лежит на глубинах 30–60 км и образует глубокий прогиб относительно своего положения под окружающими пространствами. Рифтовая зона Исландии по скоростной структуре коры занимает промежуточное положение между Байкальской рифтовой зоной Евразийского континента и рифтовой зоной хребта Рейкьянес, больше тяготея к первой.

Фарерско-Исландский порог и Фарерско-Шетландский шельф представляют собой область коры почти нормального континентального типа и с нормальной по своим сейсмическим скоростям мантией. В Фарерско-Шетландском желобе наблюдается утоньшение коры. Скоростной разрез по профилю Исландия—Норвегия, хотя и варьирует от блока к блоку, но в пределах, характерных для континентов. Фарерский блок порога почти идентичен по своей структуре консолидированной коре Шетландско-Шотландского шельфа. Весьма близка к его структуре и скоростная структура плато Хаттон-Роколл и плато Воринг. Желоба-грабены в пределах континентального шельфа имеют утоньшенную кору, подобно упомянутому Фарерско-Шетландскому желобам.

Разрез коры глубоких котловин — Норвежской и других — почти типичен для океанических плит, хотя можно отметить относительно низкие скорости в третьем

и втором слоях коры. В осевой зоне Норвежской котловины граница со скоростями 7,1 км/с поднимается ближе к поверхности дна.

Сейсмическая активность в области Исландии сконцентрирована преимущественно в осевых зонах рифтовых срединно-океанических хребтов. Наиболее сейсмичен среди остальных звеньев системы таких хребтов хребет Мона. Сейсмически активны зоны разломов Тьеднес, Спар, Ян-Майенского, Шпицбергенского. Наряду с этим отмечается сейсмическая активность, хотя и относительно слабая, вдоль континентального склона и побережья Скандинавии и вдоль склона и края Баренцевоморского шельфа, а также вдоль окраины континентального блока Гренландии. Рассеянные эпицентры отмечены в Лофотенской и в Норвежской котловинах (Husebye e.a., 1975).

Как мы видели, объем глубинных сейсмических исследований в Северной Атлантике еще очень мал. Однако их результаты весьма значительны. Особенно удачными оказались данные, полученные по программе НАСП. Они хорошо иллюстрируют, насколько существенно могут быть дополнены наши представления о характере самих структур и особенностей их сочленения, если профили ГСЗ пересекают разнородные блоки и характеризуют большие глубины. Показателен в этом отношении и эксперимент, проведенный в Лофотенской котловине, который свидетельствует о разнородности структуры коры при продвижении от плато Воринг к центру котловины. Опыт этих исследований еще раз подтверждает необходимость при любых работах по ГСЗ получать полные системы наблюдений даже в районах с большими глубинами моря и практически плоским дном.

Весьма интересны результаты работ по изучению микросейсмичности, т.е. современной активности разных территорий Северной Атлантики. Методика этих работ пока еще только развивается, в ней еще много несовершенного, но уже первые опыты показывают, что подобного рода исследования войдут в комплекс геофизических наблюдений, в первую очередь для сравнения сейсмоактивных и асейсмичных зон.

С методической точки зрения, важными оказались результаты измерения уровня донных шумов, проведенных экспедицией при разных глубинах моря.

АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Аномальное магнитное поле в области Исландии исследовалось методами аэромагнитной съемки, а также с помощью буксируемых судовых магнитометров при морских экспедициях. Результаты аэромагнитной съемки, проведенной в 1950–1970 гг. (Am, 1970; Hall, Dagley, 1970; Avery *et al.*, 1968), послужили основанием для гипотезы, предложенной Дж. Вайном и Д. Мэттьюзом (Vine, Matthews, 1963), о связи происхождения линейных магнитных аномалий с расширением дна океана. Морские геомагнитные исследования были проведены в значительном объеме Геологической обсерваторией Ламонта-Дозэрти (США) (Talwani, Eldholm, 1972), Океанографическим управлением ВМФ США (Johnson, Heezen, 1967), Гидрографической службой ФРГ (Meyer *et al.*, 1972; Aric, 1972), а в 1971–1973 гг. — нис "Академик Курчатов" (10-й и 15-й рейсы). В результате всех этих работ аномальное магнитное поле в области Исландии может считаться достаточно детально изученным для геологических целей.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Магнитная съемка выполнялась морским протонным магнитометром ММ-1, разработанным в Институте океанологии АН СССР. Инструментальная погрешность этого прибора составляет ± 2 гаммы. Измерения модуля полного вектора геомагнитного поля производились через каждые 20–30 с. Датчик магнитометра буксировался на расстоянии 250 м от судна (удвоенная длина нис "Академик Курчатов"), в этом случае курсовая девиация не превосходит ± 5 гамм. Сведения о вариациях поля были получены из магнитной обсерватории в Рейкьявике (Исландия). В том случае, когда амплитуда вариаций превышала 30 гамм, результаты магнитной съемки отбраковывались. В качестве регионального фона принято нормальное поле эпохи 1970 г., рассчитанное по коэффициентам сферического гармонического анализа для девяти гармоник по сети $1 \times 1^\circ$, исправленное на величину векового хода, вычисленного по сети $3 \times 3^\circ$. Коэффициенты получены в Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР.

СТРУКТУРА МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Результаты магнитной съемки в 10-м и 15-м рейсах нис "Академик Курчатов" в виде графиков аномалий вдоль маршрутов судна показаны на рис. 30, вкл.

По характеру аномалий область исследований делится на три типа провинций: 1) провинции с хорошо развитой системой линейных магнитных аномалий, которые легко идентифицируются с "ламонтской" шкалой магнитной хронологии (Heirtzler *et al.*, 1968); к ним относятся срединные хребты Рейкьянес и Кольбейнсей; 2) провинции, где линейные аномалии в силу различных причин не могут быть идентифицированы (центральная часть Исландского плато и Норвежская глубоководная котловина); 3) провинции с изометрическим слабоинтенсивным магнитным полем (восточная часть Исландского плато, включая Ян-Майенский хребет, шельф и склон

Скандинавии) либо с изометрическим полем повышенной интенсивности (Фарерско-Исландский порог).

Рассмотрим последовательно структуру аномалий в каждой из провинций.

1. **Хребет Рейкьянес.** Магнитной съемкой охвачено его северное окончание. Северный галс съемки (см. рис. 14, профиль XVI) проходит в 20 милях от южной оконечности п-ова Рейкьянес, а южный (см. рис. 14, профиль XX) — в 40 милях от крайнего северного галса магнитной съемки, выполненной американскими исследователями (Talwani *et al.*, 1971). Такое расположение профилей позволяет проследить изменение характера магнитного поля хребта при приближении к Исландии. На всем простирании хребта южнее 63° с.ш. отмечается строгая линейность, симметрия и закономерное чередование магнитных аномалий, которые без труда отождествляются с интервалами палеомагнитной хронологии. Указанный район является классическим для океанического магнитного поля, поскольку все его признаки проявляются здесь с наибольшей полнотой.

На профиле XX (см. рис. 14) довольно отчетливо выделяются все аномалии от 1-й до 5-й. Далее на север линейная структура поля как бы размывается: амплитуда аномалий уменьшается, некоторые из них осложняются коротковолновой составляющей. Так, интенсивность 1-й (осевой) аномалии на профиле XVI в три раза меньше, чем на профиле XX, еще более резко падает интенсивность 2-й, 3-й и 4-й аномалий. Несмотря на это, 5-я аномалия довольно уверенно выделяется на всех профилях, включая и профиль XV, расположенный к западу от Исландии. На юго-восточном склоне хребта эта аномалия затухает в непосредственной близости от побережья острова.

Как известно, существует предположение, что магнитные аномалии, связанные с неовулканическими зонами Исландии, соединяются с положительными аномалиями хребта Рейкьянес, имеющими номер пять по "ламонтской" шкале линейных океанических аномалий (Einarsson, 1967). Тем самым ставится под сомнение их возраст — 10 млн. лет, поскольку возраст базальтов в неовулканических зонах на самом острове четвертичный и, следовательно, не превышает 1 млн. лет.

Полученные нами данные не согласуются с этим предположением. Как мы видели, амплитуда всех линейных аномалий уменьшается по мере движения к острову. Если бы указанное предположение было справедливо, интенсивность 1-й и 5-й аномалий должна была возрасти вследствие уменьшения глубины их источников.

Обращает на себя внимание асимметричная картина аномалий на профилях XVI—XIX (см. рис. 14), которая выражена в том, что осевой максимум несколько смещен к юго-востоку относительно медианного положения между аномалиями 5. Разброс расстояний от оси до каждой пронумерованной аномалии весьма велик и, очевидно, связан со сложной структурой поля в этом районе. Как полагают М. Тальвани и его коллеги (Talwani *et al.*, 1971), асимметрия расширения в северной части хребта Рейкьянес лишь кажущаяся и обусловлена смещением осевой положительной магнитной аномалии, которое произошло позднее времени образования аномалий 5.

Хребет Кольбейнсей. В его осевой части хорошо развиты аномалии от 1-й до 5-й. Амплитуда осевой аномалии достигает 3000 гамм и сопоставима с амплитудой 1-й аномалии в северной части хребта Рейкьянес. По мере удаления от оси интенсивность поля заметно уменьшается и на расстоянии 100 км от нее составляет около 1000 гамм.

Наиболее надежно идентифицируются аномалии центрального отрезка хребта в пределах $68-70,5^{\circ}$ с.ш. В качестве примера можно указать профили V и VIII (см. рис. 14), где форма аномалий и их интенсивность чрезвычайно сходны с соответствующими характеристиками аномалий хребта Рейкьянес. На этих же профилях хорошо выражен региональный минимум, аналогичный тому, который отмечался ранее в более южных частях Срединно-Атлантического хребта (Heirtzler *et al.*, 1966). Природа этого минимума рассмотрена в работе Е.Г. Мирлина и В.Р. Мелихова (1976). В пределах центрального отрезка хребта Кольбейнсей аномалии весьма выдержаны по простиранию. К югу от 68° с.ш. происходит их разворот в меридиональном направлении, а в районе $70,5^{\circ}$ с.ш., вдоль разлома, хорошо выраженного

в рельефе (Johnson, Heezen, 1967), наблюдается смещение и разворот их осей к северо-востоку.

Структура поля становится менее регулярной по мере приближения к Исландии. На профиле XI еще удается идентифицировать 1-ю и 5-ю аномалии, но промежуточные аномалии выделить вообще невозможно из-за их малой интенсивности. На профилях XII и XIII, наиболее близких к острову, интенсивность поля уменьшается в 2 раза и оно становится настолько неупорядоченным, что идентификация аномалий и их корреляция между профилями не представляются возможными. Характерно, что морфология дна и акустического фундамента также заметно меняются вдоль простирания хребта. При приближении к острову рифтовая долина, хорошо развитая в районе 70° с.ш., сменяется поднятием высотой около 500 м.

Таким образом, при подходе к Исландии с севера, как и к югу от нее, линейная структура магнитного поля разрушается. Это может рассматриваться как свидетельство того, что природа аномалий на самом острове отлична от природы линейных океанических аномалий.

В районе разлома близ $70,5^{\circ}$ с.ш. и к северу от него (профили II и III) аномалии также идентифицируются недостаточно надежно. Отчасти это объясняется сложностью рельефа дна и асимметричной формой хребта в этом районе. В связи с этим аномалии 5 на обоих флангах хребта выделены неуверенно.

В соответствии с гипотезой Дж. Вайна и Д. Мэттьюза, по идентифицированным магнитным аномалиям была рассчитана скорость расширения дна на хребте Кольбейнсей. Возраст аномалий определялся по уточненной шкале магнитной хронологии, разработанной М. Тальвани с соавтором (Talwani e.a., 1971). Сопоставление полученных данных со скоростями гипотетического расширения дна на хребте Рейкьянес позволяет отметить два важных обстоятельства.

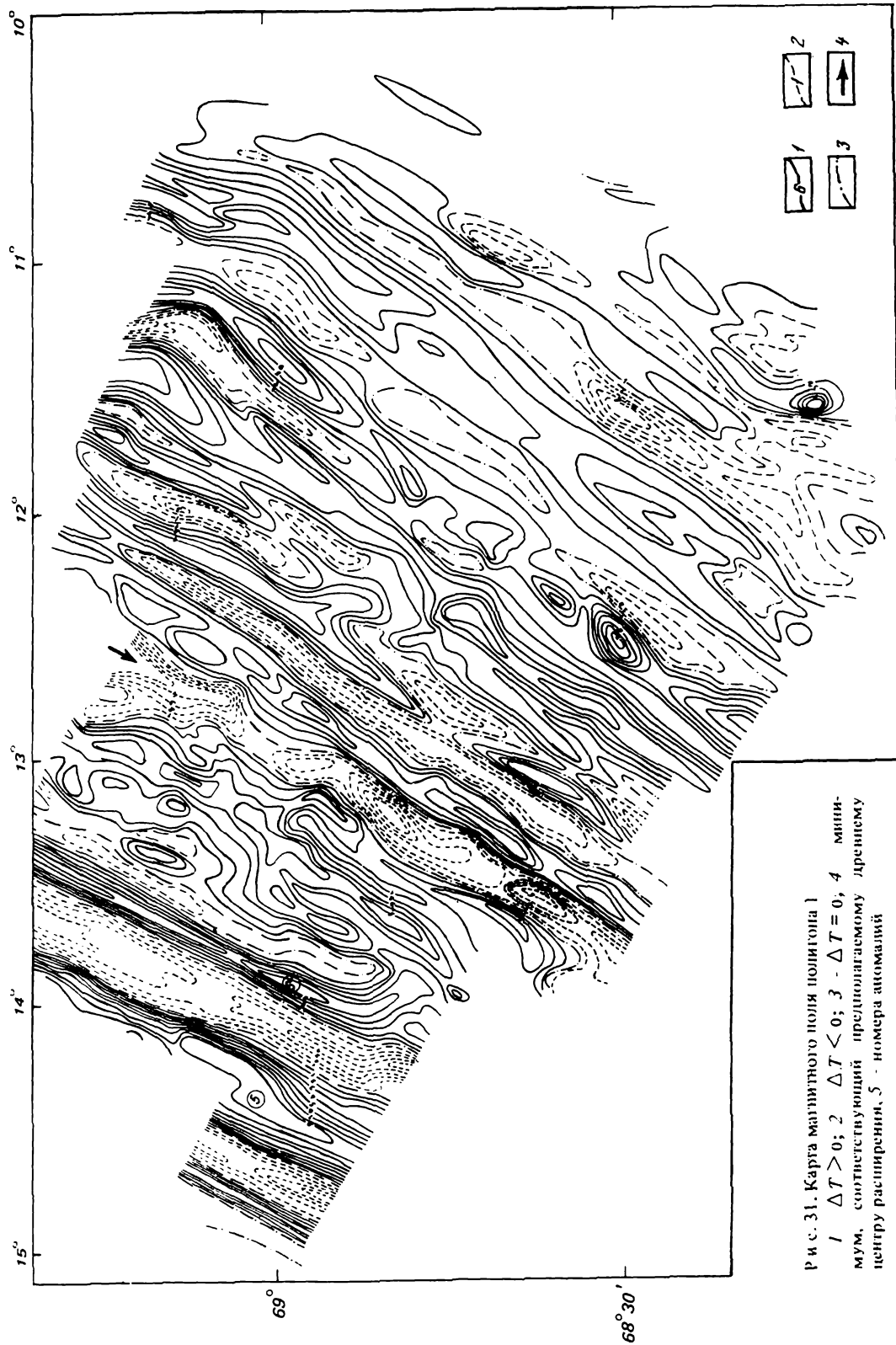
1) Скорость расширения на западном фланге хребта Кольбейнсей между $68-70,5^{\circ}$ с.ш. равна в среднем $0,86$ см/год, в то время как на восточном фланге она составляет $0,95$ см/год, т.е. расширение в интервале между 1-й и 5-й аномалиями асимметрично. В том же интервале на хребте Рейкьянес скорость расширения одинакова на обоих флангах и равняется в среднем 1 см/год. Асимметричное расширение к северу от Исландии было отмечено и ранее (Johnson e.a., 1972), однако нами получены более высокие, чем в указанной работе, значения скорости. Возможно, что это связано с различной детальностью съемок и неточностью определения простираний аномалий.

Примеров асимметричного расширения известно немного. Оно установлено, в частности, к югу от Австралии и в Центральной Атлантике. Не исключено, что в данном случае это явление связано с влиянием близких континентальных масс Гренландии.

2) Скорость гипотетического расширения на хребте Кольбейнсей уменьшается с юга на север. Такое изменение согласуется с тем, что северные отрезки хребта ближе расположены к полюсу вращения Североамериканской и Евразийской плит, рассчитанному К. Ле Пичоном (Le Pichon, 1968). Расчетные скорости расширения удовлетворительно совпадают с теоретической кривой изменения скорости вдоль оси хребта Кольбейнсей вплоть до разлома в районе $70,5^{\circ}$ с.ш. и резко отклоняются от нее к северу от разлома. Возможно, это связано с неточностью в идентификации аномалий из-за большой сложности морфологии хребта в этом районе.

2. Норвежская котловина. Аэромагнитной съемкой было установлено существование четкой линейной структуры аномалий, простирающие которых следует контурам котловины. Специфическая структура магнитного поля, а также морфологические данные (существование в осевой части Норвежского моря цепочки подводных гор) позволили высказать предположение о наличии здесь древнего центра расширения, который был активен в период от 60 до 42 млн. лет назад (Avery e.a., 1968).

Во время съемки на нис "Академик Курчатов" были получены три региональных профиля, пересекающих всю котловину, и восемь профилей, расположенных в ее западной части. На всех профилях отмечается сходная, весьма характерная



Р и с. 31. Карта магнитного поля полигона 1
 1 $\Delta T > 0$; 2 $\Delta T < 0$; 3 - $\Delta T = 0$, 4 - мини-
 мум, соответствующий предпологаемому древнему
 центру расширения, 5 - номера аномалий

структура поля — чередующиеся положительные и отрицательные аномалии амплитудой (от максимума до минимума) свыше 500 гамм и длиной волны 10–15 миль. Несмотря на большое расстояние между галсами, аномалии можно прокоррелировать между профилями. Обращает на себя внимание симметрия аномального поля относительно геометрической оси котловины на профиле IIIб. Возможно, что депрессия фундамента на этом профиле соответствует рифтовой долине. Такие признаки аномального магнитного поля Норвежской котловины, как его строгая линейность, чередование положительных и отрицательных аномалий сходного облика, позволяют предполагать его рифтовое происхождение и свидетельствуют, таким образом, о том, что указанный бассейн, вероятно, образовался в результате расширения дна (Talwani, Eldholm, 1974).

Несколько сложнее обстоит дело с определением возрастных и пространственных границ предполагаемого расширения. По данным аэромагнитной съемки, аномалии пронумерованы с 20 по 24. Однако неясной остается идентификация линейных аномалий вдоль западного и восточного бортов котловины и в ее осевой части. Так, например, максимум на юго-восточном окончании профилей IIIб, Va и VIIa может соответствовать аномалии 24, но не исключено, что он представляет собой краевой эффект на границе океанической и континентальной коры (Talwani, Eldholm, 1973). Точно так же вдоль западного борта котловины протягивается серия аномалий, возрастная принадлежность которых пока остается не установленной. Особенно четко эти аномалии выражены на профилях IIIa, IIIб, V и Va.

Центральная часть Исландского плато. Для хребта Кольбейнсей характерны линейные аномалии магнитного поля, причем наиболее древней из идентифицированных является 5-я аномалия. Однако линейная структура поля отмечена и к востоку от 5-й аномалии на Исландском плато вплоть до провинции спокойного магнитного поля над Ян-Майенским хребтом. Однако ритм чередования и облик аномалий существенно отличен здесь от формы аномалий более древних, чем 5-я, которые можно было бы ожидать здесь, если бы расширение на хребте началось ранее 10 млн. лет назад. Сопоставление магнитных профилей со структурой поля хребта Рейкьянес и с моделью аномального поля, рассчитанной по шкале магнитной хронологии (Heirtzler et al., 1968), не позволяет с уверенностью отнести их к последовательности аномалий с определенным возрастом. В связи с этим данный район выделен в самостоятельную провинцию, имеющую на западе своей границей 5-ю аномалию, а на востоке — провинцию спокойного поля. На юге линейная структура поля продолжается до шельфа Исландии, где она сменяется дифференцированными, нерегулярными аномалиями. Существенно, что расстояние между 5-й аномалией и зоной спокойного поля уменьшается по мере приближения к Исландии на юге и к о-ву Ян-Майен на севере, т.е. ширина выделенной провинции меняется вдоль простирания.

Для магнитного поля центральной части Исландского плато характерны два отличительных признака. Во-первых, оси линейных аномалий ориентированы несколько иначе, чем на хребте Кольбейнсей, они развернуты по сравнению с ними на северо-восток. Во-вторых, в пределах провинции в субмеридиональном направлении устойчиво прослеживается минимум магнитного поля, по интенсивности достигающий 600 гамм и совпадающий в плане с поднятием в акустическом фундаменте. Особенно хорошо выражен этот минимум на профилях II–VI.

Особенности магнитного поля, рельефа дна и поверхности акустического фундамента послужили основой для предположения о существовании в данном районе Исландского плато древнего центра расширения, который был активным в интервале времени от 30 до 10 млн. лет назад (Johnson et al., 1972). Рассмотрим эту гипотезу на основе анализа результатов детальной магнитной съемки, выполненной в центральной части плато (полигон 1).

В общем плане наблюдаемое поле линейно ориентировано вдоль простирания основных структур к северу от Исландии. Наибольшей степенью линейности характеризуются аномалии 5 и 5а и разделяющие их полосы отрицательных значений в северо-западной части полигона (рис. 31). Остальные положительные и отрицательные аномалии представляют собой по существу цепь максимумов, имею-

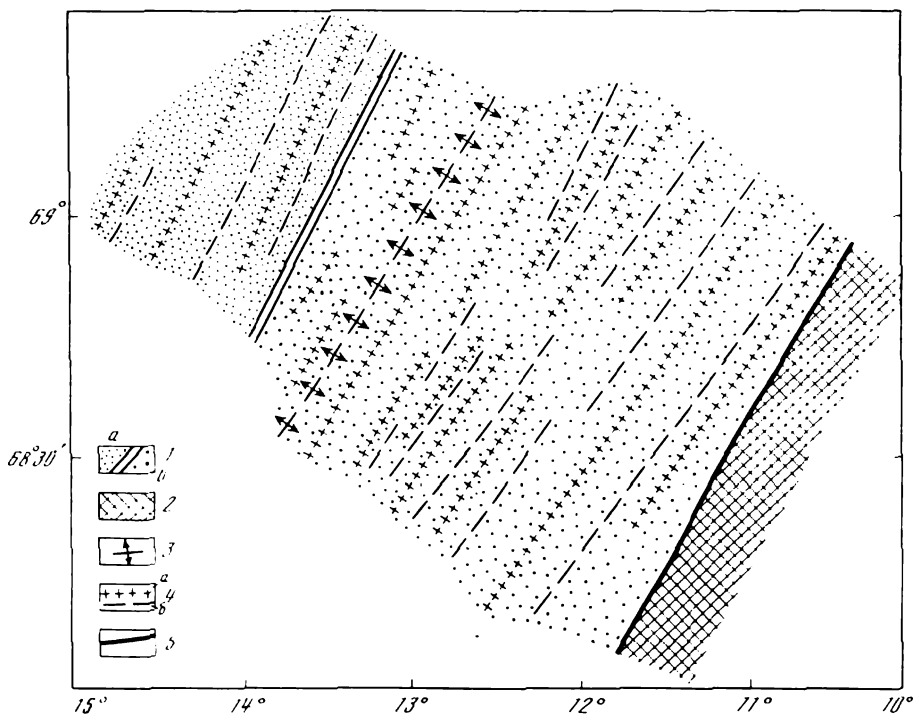


Рис. 32. Геологическая интерпретация карты магнитного поля полигона 1

1 — области с океанической корой моложе 12 млн. лет, образовавшейся в результате расширения с центром: *а* — на хребте Кольбейнсей, *б* — в центральной части Исландского плато; 2 — области с континентальной корой; 3 — ось и направление древнего расширения; 4 — оси магнитных аномалий: *а* — положительных, *б* — отрицательных; 5 — граница между линейными и изометрическими аномалиями, соответствующая границе областей с различным типом коры

ших общую ось и разделенных пониженными значениями поля. В магнитном поле полигона отчетливо выделяются две указанные выше особенности: различие в простирании осей линейных аномалий северо-западной и юго-восточной его частей, и интенсивный минимум в центральной части. Между этим минимумом и аномалией 5а линейность поля проявляется в весьма слабой степени. Можно предполагать, что в этой части происходит срезание одной системы аномалий аномалиями иного простирания. Юго-восточный угол полигона занимает участок слабоинтенсивного, изометрического поля, относящегося уже к следующей провинции.

Мы предлагаем следующую интерпретацию магнитного поля полигона 1. Около 30 млн. лет назад произошло отделение Ян-Майенского хребта от Гренландии и образование бассейна с океанической корой и линейными магнитными аномалиями. Центр расширения прекратил свою активность приблизительно 12 млн. лет назад, что соответствует времени аномалии 5а. Вслед за этим на сформировавшейся ранее океанической коре началось расширение дна с новым центром, который привел к формированию хребта Кольбейнсей. При этом направление расширения дна было отлично от предыдущего, что обусловило образование двух систем линейных аномалий, отличающихся по простиранию. Таким образом, в пределах полигона намечаются две тектонические границы. Первая — в его юго-восточной части — разделяет области с континентальной и океанической корой. В магнитном поле ей соответствует переход от изометрических к линейным аномалиям. Вторая — в северо-западной части — разделяет области океанической коры с существенно различным возрастом. В магнитном поле ей соответствует переход от строго линейных аномалий к аномалиям переходного типа (рис. 32). Отметим, что этот переход в плане приурочен к подножию крупного уступа фундамента, установленного сейсмическим профилированием.

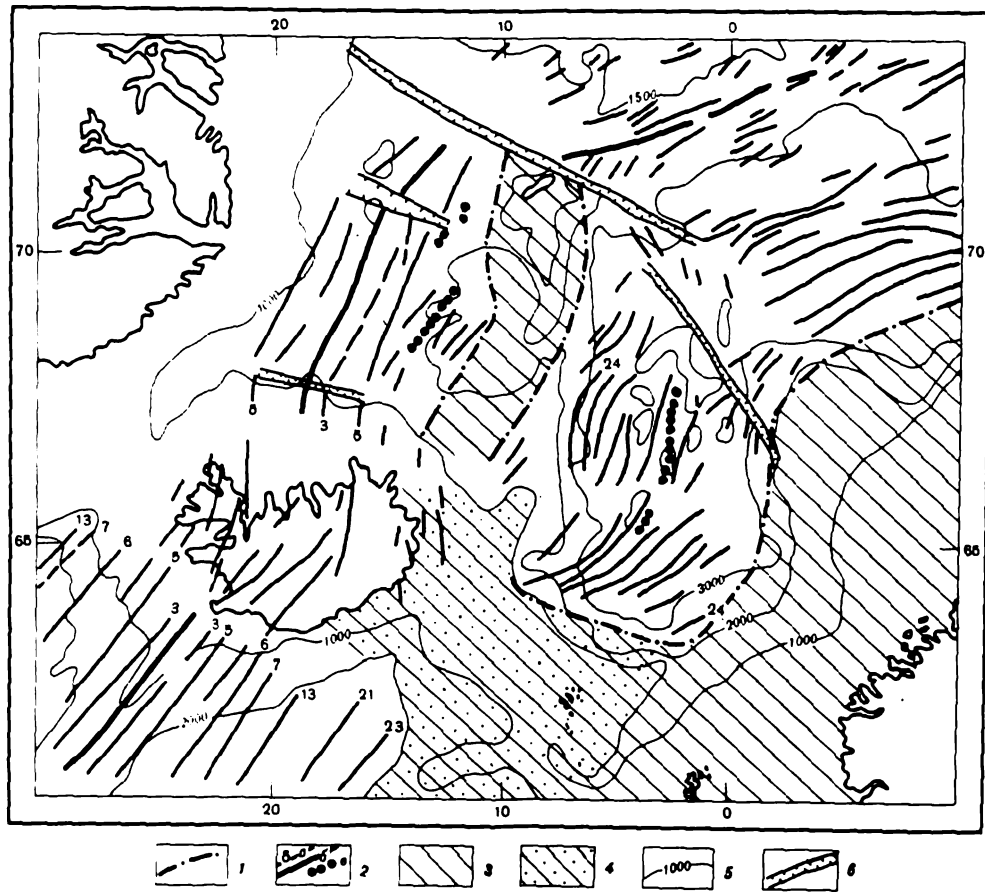


Рис. 33. Структура магнитного поля в районе Исландии

1 - границы магнитных провинций; 2-4 - магнитные аномалии: 2 - линейные (a - номер аномалии, b - осевые, θ - оси симметрии, соответствующие древним центрам расширения), изометрические: 3 - слабоинтенсивные с большой длиной волны, 4 - интенсивные коротковолновые; 5 - изобаты; 6 - основные разломы

Согласно этой схеме, к западу от хребта Кольбейнсей, между 5-й аномалией и подножием Гренландии также должен располагаться участок древней океанической коры, отколотой от ранее единого массива в результате развития этого хребта.

В работах Склейтера с соавторами делается предположение, что региональный рельеф срединно-океанических хребтов зависит от возраста литосферы (Sclater, Francheteau, 1970; Sclater et al., 1971). Следовательно, блоки коры, образование которых разделено во времени длительными перерывами, имеют различный гипсометрический уровень. Этим можно объяснить происхождение уступа в пределах полигона 1, разделяющего разновозрастные блоки.

3. Восточная часть Исландского плато, шельф и склон Скандинавии, Фарерско-Исландский порог. В пределах всех этих морфоструктур отмечено изометрическое магнитное поле. Интенсивность аномалий на востоке Исландского плато не превышает 200–300 гамм. Несмотря на незначительное расстояние между профилями, аномалии не коррелируются между ними, что свидетельствует об их нерегулярном характере. Граница между провинцией спокойного поля и прилегающими к ней с запада и востока провинциями линейных аномалий весьма четкая. Ширина провинции заметно больше к северу от 69° с.ш., чем к югу от него. С севера эта зона ограничена Ян-Майенским разломом, а с юга - шельфом Исландии, где магнитное поле осложняется интенсивными коротковолновыми аномалиями.

Магнитное поле материкового склона Скандинавии было детально изучено морской магнитной съемкой (Talwani, Eldholm, 1973). Его структура принципиально отличается от линейных аномалий Норвежской котловины. На материковом склоне аномалии имеют значительно меньшую интенсивность и совершенно иную конфигурацию в плане. В целом это поле весьма сходно с магнитным полем восточной части Исландского плато.

Магнитное поле Фарерско-Исландского порога также характеризуется изометрическими аномалиями (Fleischer, 1971), но их интенсивность значительно выше, чем в пределах континентальной окраины Норвегии и на Исландском плато, а длины волн в несколько раз меньше. Подобная структура поля характерна для базальтов Исландии (Gudmundsson, 1967), и, по-видимому, связана с неглубоким залеганием толщи платобазальтов в пределах порога.

На основе рассмотренного выше районирования составлена схема структуры аномального магнитного поля (рис. 33). На схеме видно, что в Исландском регионе Северной Атлантики преобладают аномалии двух типов: линейные и изометрические. Это свидетельствует о существовании здесь блоков с различным характером магнитной неоднородности земной коры, образующих в плане довольно сложную мозаику.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Изучение тонкой структуры магнитного поля является эффективным методом анализа его природы в различных регионах океана (Мирлин и др., 1972; Страхов и др., 1974). Имея это в виду, для более детального сопоставления аномалий различных провинций мы выполнили продолжение магнитного поля в нижнее полупространство.

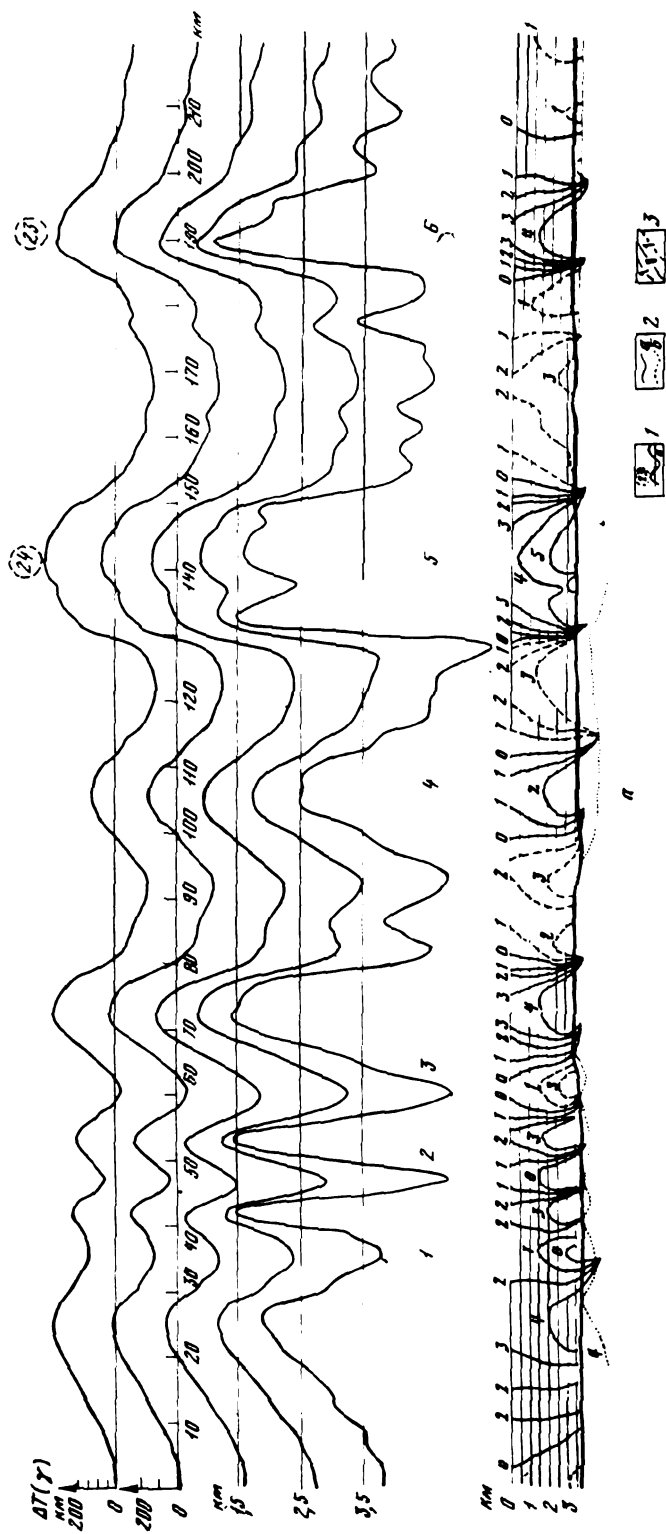
Для трансформации использован метод устойчивого продолжения поля, реализующий теорию построения регуляризующих алгоритмов при решении некорректных задач математической физики (Мелихов, 1967). Методика таких расчетов описана ранее (Литвиненко и др., 1970), и поэтому мы, не останавливаясь на ней подробно, перейдем непосредственно к результатам расчетов.

Трансформации были выполнены по шести региональным профилям, четыре из которых расположены в зоне линейных аномалий (Норвежская котловина), а два — в зоне изометрических аномалий (восточная часть Исландского плато). Тем самым мы получили возможность провести не только качественное, но и количественное сопоставление магнитных полей этих структур. Результаты трансформаций показаны на рис. 34–35.

Рассмотрение характера поля в вертикальной плоскости позволяет выделить по результатам трансформаций в Норвежской котловине два типа аномалий. К первому типу относятся аномалии, которые при приближении к источнику практически не изменяют своей формы, например аномалии 1, 2 на профиле III, 1 и 3 на профиле VIII. Ко второму типу относятся аномалии, которые при приближении к источнику либо распадаются, либо приобретают тонкую структуру, например аномалии 5, 4, 6 на профиле III, 2 и 4 на профиле VIII. К этому же типу можно отнести обширные зоны положительных либо отрицательных значений поля, также приобретающие тонкую структуру на уровнях пересчета, близких к источникам. В качестве примера можно привести зоны пониженного поля между аномалиями 5 и на 6 профиле III и в юго-восточной части профиля VIII.

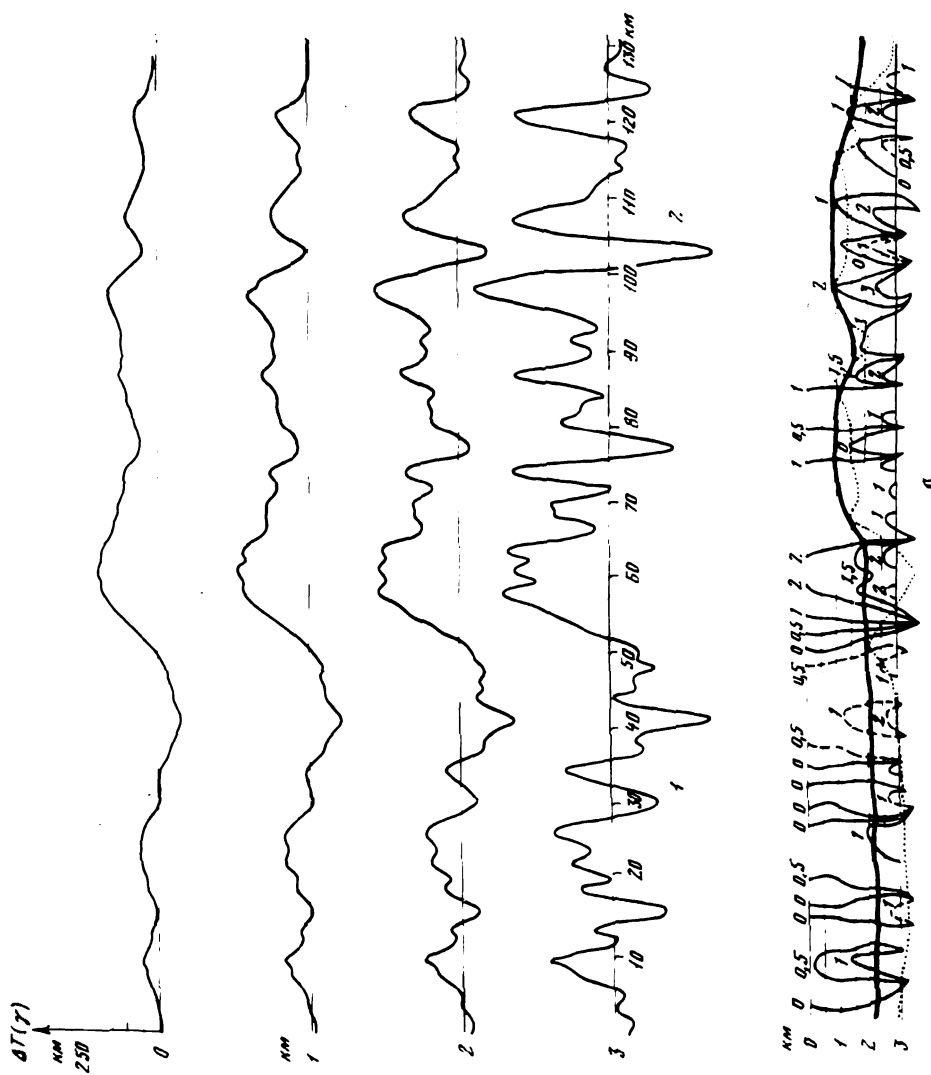
Важно, что к первому типу относятся сравнительно небольшие по протяженности аномалии, в то время как все крупные, длинноволновые аномалии и аномальные зоны имеют тонкую структуру.

Отметим, что одноименные идентифицированные аномалии на различных профилях принадлежат разным типам. Так, например, аномалия 21 на профиле II практически не распадается, в то время как на профиле VIII она приобретает заметную тонкую структуру. Точно так же аномалия 23 на профиле II почти не



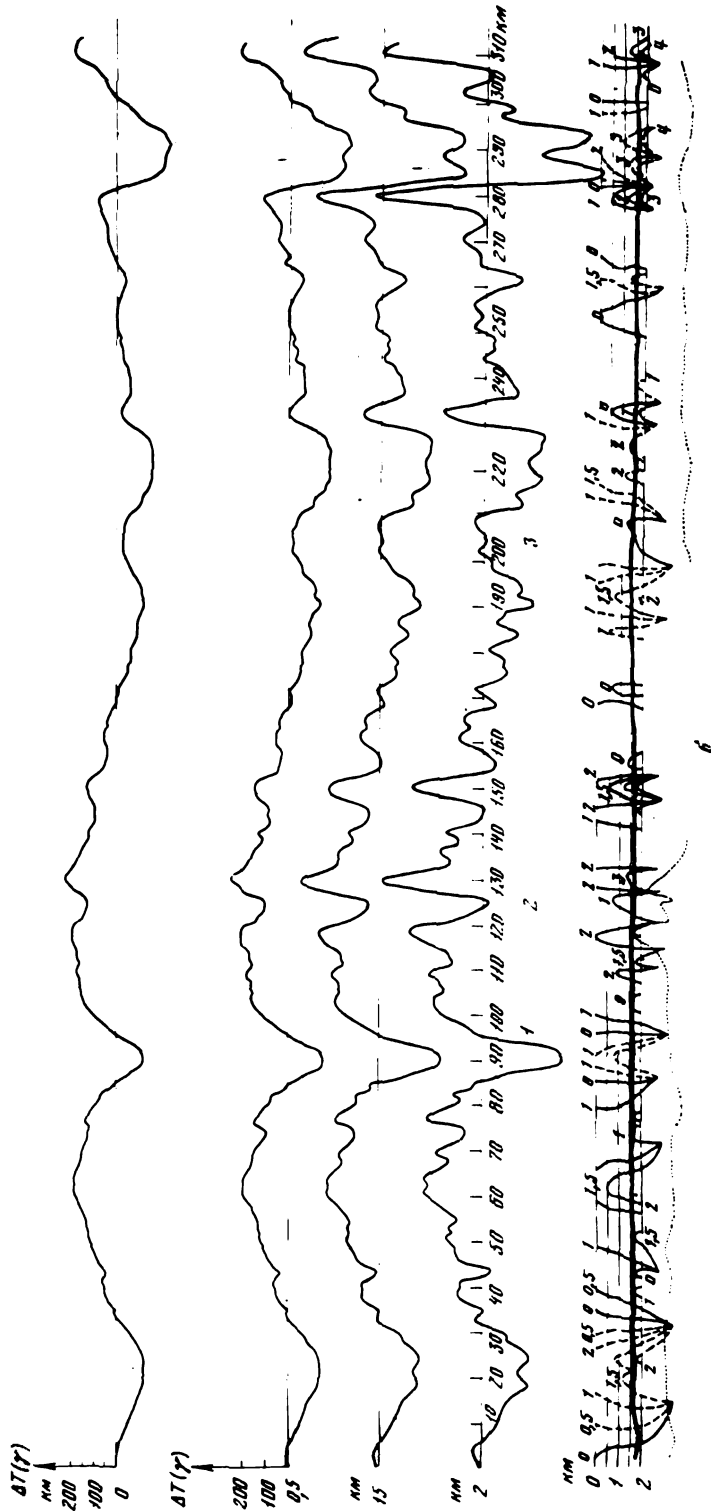
Р и с. 34. Результаты трансформации магнитного поля в нижнем полупространстве (Норвежская котловина)

a — профиль III; *б* — профиль VIII; 1 — кривые магнитного поля на различных уровнях пересчета, цифры в кружках — номера аномалий по шкале инверсий, без кружка — условные номера для каждого профиля; 2 — рельеф (*a* — дна, *б* — акустического фундамента); 3 — изотермический магнитного поля в вертикальной плоскости, проведенные через 100 гамм



Р и с. 35. Результаты трансформации магнитного поля в нижнее полупространство (Ян-Майенский хребет)

a — профиль V; *b* — профиль VIII; условные обозначения см. на рис. 34



Р и с. 35 (окончание)

изменяет своей формы, а на профилях III и VIII она также имеет заметный интерференционный характер.

Интересные закономерности обнаруживаются в распределении особых точек магнитовозмущающих тел. На профиле II почти все они ложатся с той точностью, которую позволяет экстраполяция изолиний, на поверхность дна. На профиле III наименее глубоко расположены особые точки в интервале 40–80 км, где они приурочены к крупному поднятию фундамента. В интервале 100–140 км фундамент погружается и замыкание изолиний поля в вертикальной плоскости также оказывается глубже почти на километр. В юго-восточной части профиля особые точки тел, ответственных за аномалии 5 и 6, расположены примерно на полкилометра ниже поверхности дна. К сожалению, отсутствие данных о глубине фундамента не позволяет выяснить, как располагаются точки относительно его поверхности.

На профиле VIII в интервале 0–75 км особые точки практически во всех случаях располагаются на поверхности акустического фундамента. Некоторые несовпадения, как, например, в районе 60–70 км, могут быть связаны с неточностью интерпретации и влиянием масс, располагающихся в стороне от профиля. В другой его части, к юго-востоку от отметки 80 км, особые точки также значительно "заглублены" относительно поверхности дна.

Данные о глубине фундамента на профиле IX имеются только в северо-западной его части, где особые точки либо несколько "заглублены" относительно его поверхности, либо ложатся точно на нее. В другой части этого профиля особые точки тел, соответствующих наиболее интенсивным аномалиям, почти совпадают с поверхностью дна.

Мы видим, таким образом, что на тех отрезках профилей, где имеются данные о глубине фундамента, особые точки тяготеют к его поверхности. Известно, что они могут располагаться либо внутри магнитовозмущающих тел, либо на их поверхности. Следовательно, источники поля в данном случае приурочены к подошве рыхлых отложений. В остальных частях профилей особые точки располагаются либо близ дна океана, либо погружены глубже. Анализ данных сейсмопрофилирования показывает, что мощность рыхлых отложений в Норвежской котловине изменяется в широких пределах от нуля до 1,5 км. Можно предполагать в связи с этим, что и в остальных случаях особые точки приурочены к поверхности фундамента. Для окончательного выяснения этого вопроса необходимы дополнительные исследования магнитного поля по профилям, где имеются надежные данные о глубине подошвы рыхлых отложений. Тем не менее можно утверждать, что в наблюдаемом поле мы не находим крупных, не распадающихся при приближении к источнику аномалий, соответствующих объектам, которые могли бы залегать значительно глубже подошвы осадков, что свидетельствует о малой мощности толщи магнитоактивных пород. Можно предполагать, что тонкая структура аномалий, связанных с блоками прямо- и обратномагнитических базальтов, может быть обусловлена либо неоднородностью их намагничения, либо сложной морфологией магнитоактивного слоя. Возможно также, что мы наблюдаем совместное влияние указанных факторов.

Важно также отметить, что характер тонкой структуры аномалий Норвежской котловины близок к тому, который установлен в рифтовой зоне Северной Атлантики (Страхов и др., 1974). Это обстоятельство может рассматриваться как дополнительный аргумент в пользу того, что эти аномалии типично океанические.

Весьма отчетливо тонкая структура аномалий обнаруживается при трансформациях поля над Ян-Майенским хребтом и его продолжением к югу, где он делится на ряд крупных блоков, перекрытых мощным слоем осадков. Это различие в морфологии дна, поверхности фундамента и мощности рыхлых отложений хорошо заметно при сопоставлении профилей V и VII (см. рис. 35). Несмотря на упомянутые различия, характер поведения поля в вертикальной плоскости одинаков. В обоих случаях наблюдаемые на поверхности океана аномалии распадаются на многочисленные коротковолновые аномалии, имеющие в поперечнике 3–5 км. Как можно видеть, лишь некоторые из наблюдаемых аномалий не распада-

даются в нижнем полупространстве. К ним можно отнести аномалии 1 и 2 на профиле V и аномалии 1, 2, 4 на профиле VIII. На обоих профилях особые точки лежат в интервале глубин 3–3,5 км, но при этом они по-разному расположены относительно поверхности фундамента. На профиле V практически все особые точки лежат ниже ее, а в северо-западной части профиля VIII лишь некоторые из них приурочены к подошве рыхлых отложений. Большая часть их попадает в осадочную толщу.

Для того чтобы понять природу мелкомасштабной магнитной неоднородности в этой части Исландского плато, мы обратились к данным наземной магнитной съемки в северной части Исландии (Gudmundsson, 1967). Магнитное поле вдоль профиля, расположенного между г. Акурейри и оз. Мивати, характеризуется наличием коротковолновых (длина волны 1–2 км) аномалий с интенсивностью 500–1500 гамм. Как полагает автор, они могут быть связаны с дайками основных пород, пронизывающих лавовые покровы. Сопоставление аномалий этого профиля с магнитным полем на самых глубоких уровнях пересчета (профили V и VIII) показывает, что они весьма сходны по длинам волн и несколько отличаются по интенсивности. Амплитуда коротковолновых аномалий, выделенных при трансформации, несколько ниже, чем аномалий на севере Исландии. Аналогия в структуре поля позволяет предполагать, что и природа аномалий может быть близкой, а именно в восточной части плато они обусловлены дайками либо силлами базальтов, залегающих среди немагнитных осадков. Что касается поверхности акустического фундамента, то природа его может быть различной на указанных профилях. Так, характер распределения особых точек магнитовозмущающих тел на профиле V позволяет предполагать, что он может представлять в данном случае границу между рыхлыми и уплотненными осадками.

Необходимо отметить, что горизонтальные размеры магнитовозмущающих тел, которые в первом приближении равны расстоянию между двумя особыми точками, принадлежащих одной аномалии, отличаются в Норвежской котловине и на Исландском плато. В первом случае они равны в среднем 5–6 км, для некоторых аномалий 2–3 км, во втором – 2–3 км и менее.

Пересчеты магнитного поля дают возможность получить и некоторые количественные характеристики поведения аномалий в вертикальной плоскости. Мы рассчитали скорости изменения амплитуд локальных аномалий в зависимости от глубин пересчета. Под амплитудой аномалии понимается полусумма модулей алгебраической разности значений поля в максимуме и в двух соседних минимумах.

Как следует из анализа этих зависимостей, амплитуды локальных аномалий быстро убывают с высотой, причем характер этого убывания подчиняется логарифмическому закону. Средние скорости убывания амплитуд аномалий в Норвежской котловине и на Исландском плато соответственно 1,6 и 1,8 на 1 км высоты. Скорость убывания определяется как отношение амплитуд на двух крайних уровнях, деленное на разность глубин этих уровней. Таким образом, в обоих районах наблюдаются примерно одинаковые скорости убывания амплитуд. Однако в другом параметре – намагниченности магнитовозмущающих тел – для этих районов наблюдается резкое различие. Намагниченность вычислялась по формуле

$$I = \frac{\Delta T_{\max}}{2\pi},$$

где $\Delta T_{\max}$ – значения поля на верхней кромке магнитовозмущающего объекта, найденное путем экстраполяции кривых затухания максимальных значений аномалий. В среднем намагниченность объектов в Норвежской котловине равна 0,029 ед. СГСМ, а на Исландском плато 0,0085 ед. СГСМ.

Выше было высказано предположение, что коротковолновые аномалии на профилях V и VIII (Ян-Майенский хребет) также обусловлены базальтами. Полученные нами низкие значения намагниченности тел не противоречат этому предполо-

ложению, поскольку результаты изучения магнитных свойств базальтов, по данным глубоководного бурения, свидетельствуют о том, что базальтовые sill могут иметь намагниченность во много раз меньше, чем подушечные лавы, изливающиеся на поверхность дна океана (Lowrie et al., 1973).

Таким образом, качественные характеристики магнитного поля Норвежской котловины и восточной части Исландского плато и количественные данные о его структуре свидетельствуют о принципиальном различии в магнитной неоднородности земной коры этих районов.

В ы в о ы

1. На основе анализа структуры магнитного поля Исландского региона установлены два типа магнитных аномалий: линейные и изометрические, которые характеризуют блоки коры различного происхождения. Выполнена идентификация линейных аномалий со шкалой магнитной хронологии, определены районы, где такая идентификация не может быть выполнена достаточно надежно.

2. Проведено исследование тонкой структуры магнитных аномалий Норвежской котловины и восточной части Исландского плато. Установлены принципиальные отличия в магнитной неоднородности земной коры этих районов.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Для изучения аномального гравитационного поля в 10-м рейсе нис "Академик Курчатов" в 1971 г. были выполнены измерения силы тяжести на региональных профилях в районе Исландского плато и в северной оконечности хребта Рейкьянес. В задачу также входило изучение плотностных характеристик горных пород по образцам, собранным в результате драгирования и на островах Исландии, Ян-Майен.

Гравиметрический отряд был сформирован из сотрудников Московского университета: Е. Д. Корякин (начальник отряда), А. Г. Гайнанов, В. Л. Пантелеев, Н. Г. Бурова и Л. П. Полякова. Математическая обработка результатов гравиметрических и магнитных наблюдений на ЭВМ выполнена при участии В. Р. Мелихова, сотрудника гидромагнитного отряда экспедиции.

Общий объем гравиметрических наблюдений на 55 профилях составил по протяженности около 8000 миль.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ И ОБРАБОТКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Гравиметрические наблюдения проводились на ходу судна и в портах захода — Абердине, Рейкьявике, Акурейри и Амстердаме, а также на якорных стоянках у о-ва Ян-Майен и на рейде порта Торсхавн (Фарерские острова).

Гравиметрические связи между опорными пунктами в портах заходов и местами стоянки выполнены широкодиапазонным астазирванным гравиметром ГАК-7Ш. Основным прибором для измерения силы тяжести в рейсе был гравиметр АНГ, сконструированный и изготовленный совместно с ГАИШ и ВНИИГеофизики (Бобров и др., 1967, 1968). Ранее прибор применялся в 40—42-м рейсах нис "Витязь" и в 14-й Антарктической экспедиции на нис "Профессор Зубов" с установкой в кардановом подвесе. В настоящем рейсе гравиметр был установлен на гиropлатформу "Диск". Для регистрации горизонтальных возмущающих ускорений использовалась гиpовертикаль ЦГВ-2.

Частота считывания отсчетов гравиметра через 5 мин в благоприятных условиях обеспечивала регистрацию всех деталей изменения силы тяжести с разрешающей способностью не менее 1 мгл. Определение такого большого числа "гравиметрических пунктов" потребовало автоматизации системы обработки на ЭВМ "Минск-2", имеющейся на борту судна. При этом использование предварительных значений цены деления и скорости изменения нуль-пункта позволило вести обработку сразу же после получения одно-двухсуточного материала. Для вычисления аномалии силы тяжести

в свободном воздухе применялась формула $\Delta g = C + KS - m(T - T_0) + \frac{\lambda_i - \lambda_{i-1}}{T_i - T_{i-1}} \times$
 $\times 450 \cos^2 \varphi - 5172,3 \sin^2 \varphi + 5,8 \sin^2 2\varphi$, где C, K, m — постоянные гравиметра; $T - T_0$ — интервал времени, прошедший с момента выхода с пункта, на котором значение силы тяжести было равно g_0 , а отсчет гравиметра S_0 ; $(T_i - T_{i-1})$ — интервал времени между двумя наблюдениями положения судна, мин; $(\lambda_i - \lambda_{i-1})$ — изменение долготы за это время, ... дуги; φ — широта места в момент, для которого вычислялась аномалия, ... °. Величина C зависит от S_0, g_0 и цены деления гравиметра.

метра. Предварительное значение C вычислялось по формуле

$$C = g_0 - KS_0 - 978049.$$

Числовые значения коэффициентов при $\sin^2 \varphi$ и $\sin^2 2\varphi$ соответствуют международной формуле нормальной силы тяжести 1930 г. Для удобства счета на ЭЦВМ к постоянной C добавлялась та часть поправки за смещение нуля-пункта, которая накапливалась к 0 ч. текущих суток, так что интервал $T - T_0$ соответствовал Гринвичскому времени момента наблюдения.

Одной из основных поправок, которая учитывалась в рейсе, была поправка за эффект Этвеша, приведенная к виду

$$\Delta g_{\text{ЭТВ}} = \frac{\lambda_i - \lambda_{i-1}}{T_i - T_{i-1}} 450 \cos^2 \varphi.$$

В зависимости от обстановки и программы исследований интервал между двумя наблюдениями менялся от 40 мин до 6 ч. Легко подсчитать, что для района исследований ошибки определения концов интервала между двумя наблюдениями $\pm 3'$ для $T_i - T_{i-1} = 100$ мин дают $\pm 2-4$ мгл. Поэтому ошибка учета среднего значения поправки была, по-видимому, не лучше ± 3 мгл. Существенного увеличения точности учета эффекта Этвеша можно добиться только совершенствованием средств кораблевождения, в частности освоением спутниковой системы навигации.

Изменение поправки Этвеша между наблюдениями было, как правило, невелико: при рыскании по курсу $\pm 1^\circ$ и изменении скорости ± 1 узел вариации поправки не превосходили ± 2 мгл.

Поправки за смещение нуля-пункта и эффект Этвеша — это единственные поправки, которые учитывались при предварительной обработке на ЭЦВМ. Несмотря на то, что полученный материал еще содержал систематические ошибки, обусловленные влиянием возмущающих ускорений и наклонов, он был вполне пригоден для предварительной комплексной интерпретации геофизических данных.

Впервые в советских гравиметрических экспедициях для вычисления поправки за эффект "кросс-каплинга" применялась аналоговая вычислительная машина МН-10. Задача состояла в том, чтобы непрерывно регистрировать изменение систематической погрешности гравиметра, вызванной этим эффектом:

$$\Delta g_{\text{СС}} = - \Gamma \{ \ddot{X} \theta \},$$

где $\ddot{X}$ — горизонтальная компонента ускорения опоры в плоскости колебания маятника; θ — угол наклона маятника; Γ — оператор сглаживания.

Электрический сигнал, пропорциональный горизонтальному ускорению, был получен с помощью ЦГВ, корпус которой вмонтирован в карданов подвес с малым периодом свободных колебаний (около 1 с). Под действием горизонтальных ускорений карданов подвес совершает вынужденные колебания и с точностью порядка 3–5% повторяет колебания мгновенной вертикали (суммарного вектора инерционной и гравитационной сил). Положение внутреннего механизма ЦГВ стабилизировано относительно вертикали двумя гиromоторами и системой коррекции. Таким образом, отклонение корпуса ЦГВ от вертикали, а следовательно, и величину электрического сигнала с потенциометров, укрепленных на подвижной части гировертикали, можно считать пропорциональными горизонтальному ускорению. Гировертикаль имела две степени свободы, что позволило регистрировать обе компоненты горизонтального ускорения самописцем Н-320-5.

Другой электрический сигнал, пропорциональный углу отклонения маятника гравиметра, был подвешен к машине МН-10 непосредственно с фотоэлектрического преобразователя гравиметра.

Надежность, безотказность работы вычислительной машины МН-10 позволяют надеяться, что в дальнейшем в предварительной обработке гравиметрической информации удастся непрерывно корректировать показания приборов, внося поправки не только за эффект кросс-каплинга, но и все другие, связанные с возмущающими ускорениями и наклонами. Программирование таких алгоритмов на машине МН-10, как показал опыт, не составляет большого труда.

При вычислении окончательных значений аномалий, кроме поправки за кросс-каплинг, вносилась поправка, исправляющая погрешность из-за неточного знания цены деления K и скорости смещения нуля-пункта m . Эта поправка получена на основании уравнительных вычислений, минимизирующих сумму квадратов разностей значений силы тяжести, полученных в 10-м рейсе, и известных значений, либо полученных предыдущими экспедициями, либо с помощью выполненных гравиметрическим отрядом связей. Эта операция эквивалентна эталонированию гравиметров по пунктам, проведенному одновременно со съемкой.

После внесения соответствующих поправок средняя квадратическая ошибка, обусловленная точностью отсчета, нелинейностью смещения нуля-пункта и ошибкой в цене деления, оказалась около $\pm 2,0$ мгл. Ошибки определения аномалий силы тяжести на море, кроме упомянутых погрешностей, включают в себя также случайные и систематические ошибки, вызванные недостаточно строгим учетом влияния ускорений, наклонов, эффекта Этвеша и координат судна. Эти ошибки менялись в зависимости от состояния моря и навигационных условий. Анализ полученных материалов показал, что суммарную ошибку аномалий в свободном воздухе можно оценить так: $\pm 5,0$ мгл при волнении моря до 4 баллов, и ± 10 мгл при волнении 6 баллов.

Измерения силы тяжести при большем волнении оказались менее точными и при дальнейшей обработке были отбракованы. Основная масса наблюдений выполнялась при волнении моря не более 6 баллов. В результате получены графики комплексного геофизического промера по программе "Матрос", разработанной отрядом математической обработки наблюдений. На графиках даны записи изменения напряженности полного вектора магнитного поля T , аномалий силы тяжести в свободном воздухе, рельефа морского дна и мощности осадочного слоя, по данным сейсмоакустического профилирования.

Для расчета поправок Буге и вычисления аномалий в этой редукции был использован алгоритм, хорошо зарекомендовавший себя в предшествующих работах и, в частности, в 6-м рейсе нис "Академик Курчатов" (Мелихов и др., 1972).

Если положить, что профиль съемки проходит вкрест простираения морфологических структур океанического дна (а в условиях рассматриваемого рейса это выполняется почти для всех профилей), то задача расчета поправок за промежуточный слой может быть поставлена в двухмерном варианте и состоит в вычислении интеграла от контактного слоя, у которого одна поверхность совпадает с уровнем моря, а вторая представляет функцию глубин рельефа. Без существенной потери точности интеграл заменяется системой вертикальных параллелепипедов по дискретной равномерной системе глубин рельефа. Влияние дальних зон вне профиля учитывается таким образом, чтобы остаточный член был по возможности мал. Схема расчета поправок (Мелихов и др., 1972) применима как для профилей, начинающихся и заканчивающихся в областях мелководных шельфов, так и для профилей, располагающихся в глубоководных абиссальных котловинах.

В районе о-ва Исландия максимальная погрешность поправок Буге не превосходила 1 мгл.

Эта же программа использовалась и в процессе интерпретации гравиметрических данных для расчета прямых гравитационных эффектов от модельных разрезов земной коры. Прямые задачи от изометрических объектов типа подводных гор решались по трехмерной программе (Литвиненко и др., 1969).

В комплексе интерпретационных программ значительное место занимали вычисления по статистическому анализу с получением коэффициентов корреляции между гравиметрическими аномалиями и различными аномалеобразующими границами.

Низкая точность гравиметрических данных, обусловленная неблагоприятными погодными условиями, низкой точностью топографической привязки и дискретным пятиминутным интервалом измерений, потребовала значительного сглаживания аномальных полей, полученных в рейсе. Это, к сожалению, позволило интерпретировать материалы в значительной степени только в региональном плане. Лишь на некоторых участках профилей удалось поставить такие методы интерпретации, как продолжение поля силы тяжести и его производных в нижнее полупространство. Со-

вместный анализ этих результатов с данными магнитометрии позволил сопоставить тонкую структуру этих полей, сделать ряд предварительных заключений и отметить перспективность этого метода интерпретации при морских гравиметрических исследованиях.

ПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД

Образцы горных пород из коллекции, собранной в течение рейса из драгировок и на островах, после систематизации по петрографической принадлежности были изучены на денситометре. Плотность определялась для образцов в воздушно-сухом состоянии. Точность измерения — $0,01 \text{ г/см}^3$; $0,02 \text{ г/см}^3$. Полученные результаты по 52 образцам представлены в табл. 7.

Как видно из таблицы и анализа вариационной кривой плотности, все собранные горные породы подразделяются на две плотностные группы. В первую группу с вариацией плотности от $1,32$ до $2,30 \text{ г/см}^3$ объединяются пористые вулканические породы: туф, лавы, шлакобазальт, туфобрекчия, а также метаморфические осадочные породы (глинистые сланцы). Вторая группа кристаллических и аморфно-кристаллических изверженных пород: базальт оливин-пироксеновые, плагиоклазовые, андезитовые разновидности базальта, подушечные базальтовые лавы, долерит, диабаз — как на дне океана, так и на островах, имеют плотность от $2,40$ до $3,10 \text{ г/см}^3$. В этот интервал хорошо укладываются и плотности коренных пород, поднятых к югу от Исландии в Северо-Атлантическом срединном хребте (Гайнанов, 1973). Малая выборка фактических данных еще не позволяет провести более детальное расчленение этой группы пород по плотности, однако значительный интервал их изменений дает возможность считать, что в Норвежско-Гренландском бассейне, как и на Северо-Атлантическом хребте, появление локальных аномалий силы тяжести обусловлено блоками земной коры с различной плотностью.

Т а б л и ц а 7

Плотность пород дна Норвежско-Гренландского бассейна и островов Ян-Майен и Исландия

Координаты		Глубина, м	Порода	Плотность, г/см ³
с.ш.	з.д.			
Норвежско-Гренландский бассейн				
70°57,7'	6°28,0'	3150	Подушечная базальтовая лава	2,77
				2,71
71 12,2	6 28,0	1300	Гнейс (моренный материал ледникового разноса)	2,66
			Базальт	2,70
74 04,0	6 47,5	1480	Плагиоклазовый базальт	2,40
			Афинитовый базальт	2,71
			Оливиновый базальт	2,62
			То же	2,43
			Базальт	2,43
			Оливин-плагиоклазовый базальт	2,49
74 05,3	6 42,0	1480	Долерито-базальт	2,47
			Диабаз	2,69
			Базальт из милонита	2,46
70 33,0	14 54,0	1720	Подушечная базальтовая лава	2,65
68 28,0	9 25,0	1450	Глинистый сланец	1,89
О-в Ян-М а й е н				
70°58'	8°41'	157	Андезит	2,86
			Базальт	2,84
			Оливиновый базальт	2,99
			Базальт	2,99
			Оливиновый базальт	2,88

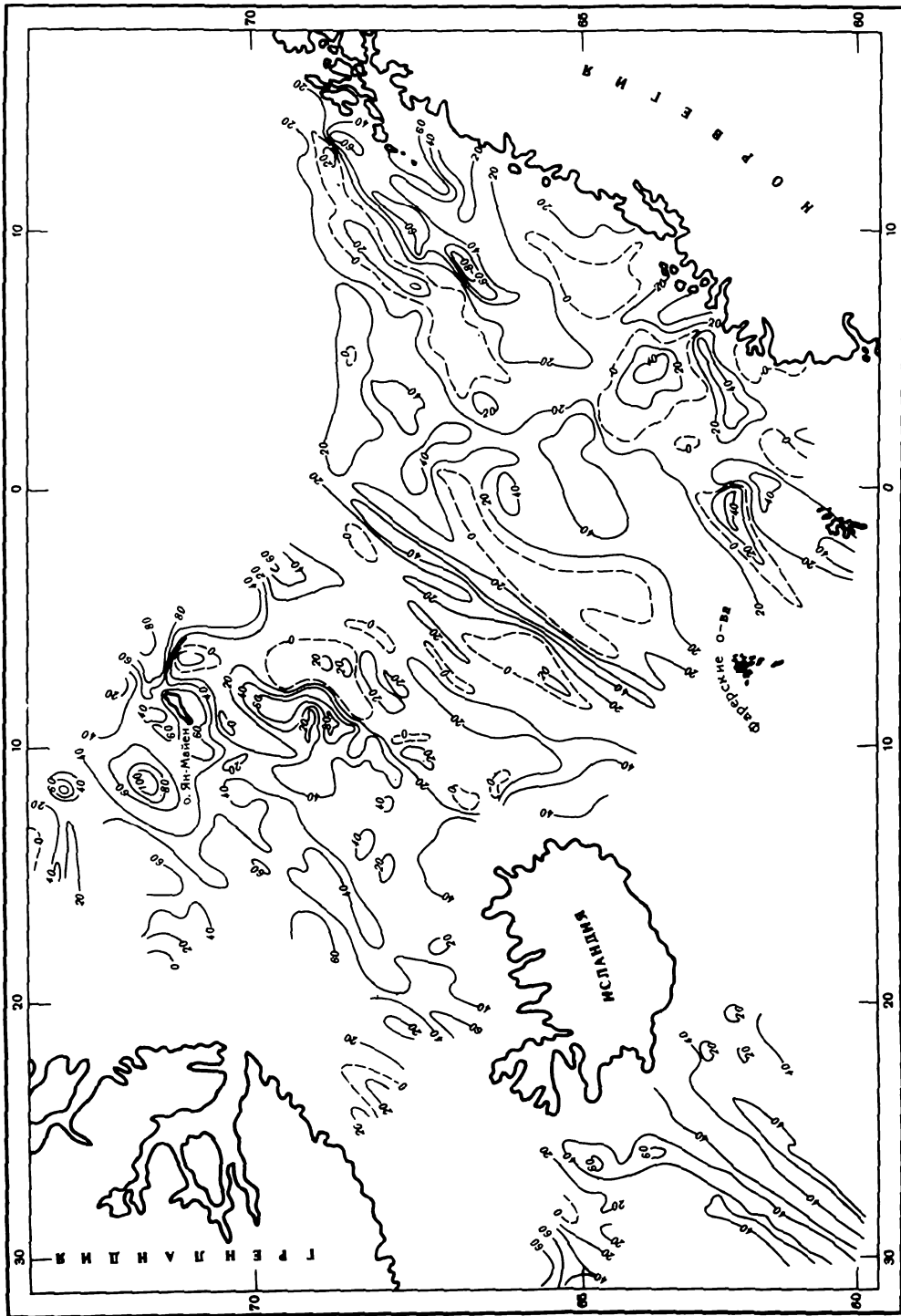
Таблица 7 (окончание)

Координаты		Глубина, м	Порода	Плотность, г/см ³
с.ш.	з.д.			
70°58'	8°41'	157	Пористая базальтовая лава	2,10
			То же	1,44
71 07	07 57	10	Туф пепловый	1,83
			Шлакобазальт	2,30
			"	1,32
			Туфобрекчия	1,99
			Базальт	2,79
			"	2,71
			Шлакобазальт	1,94
			Базальт	2,54
			Базальт оливино-пироксеновый	2,79
			Базальт	2,67
			Базальт пироксено-оливиновый	2,95
			Андезито-базальт	2,81
			Базальт оливин-пироксеновый	2,77
			Плагиноклазовый базальт	3,03
			Пористый шлакобазальт	2,23
			Оливиновый базальт с пироксеном	3,10
			Пористый базальт с пироксеном	2,17
			Оливин-пироксеновый базальт	2,72
			Долерит	2,87
			Оливин-пироксеновый базальт	2,82
			Андезито-базальт	2,79
			Долерит	2,84
			Шлакобазальт	2,26
О-в Исландия (вулкан Гекла)				
64°00'	19°42'	—	Андезито-базальт	2,71

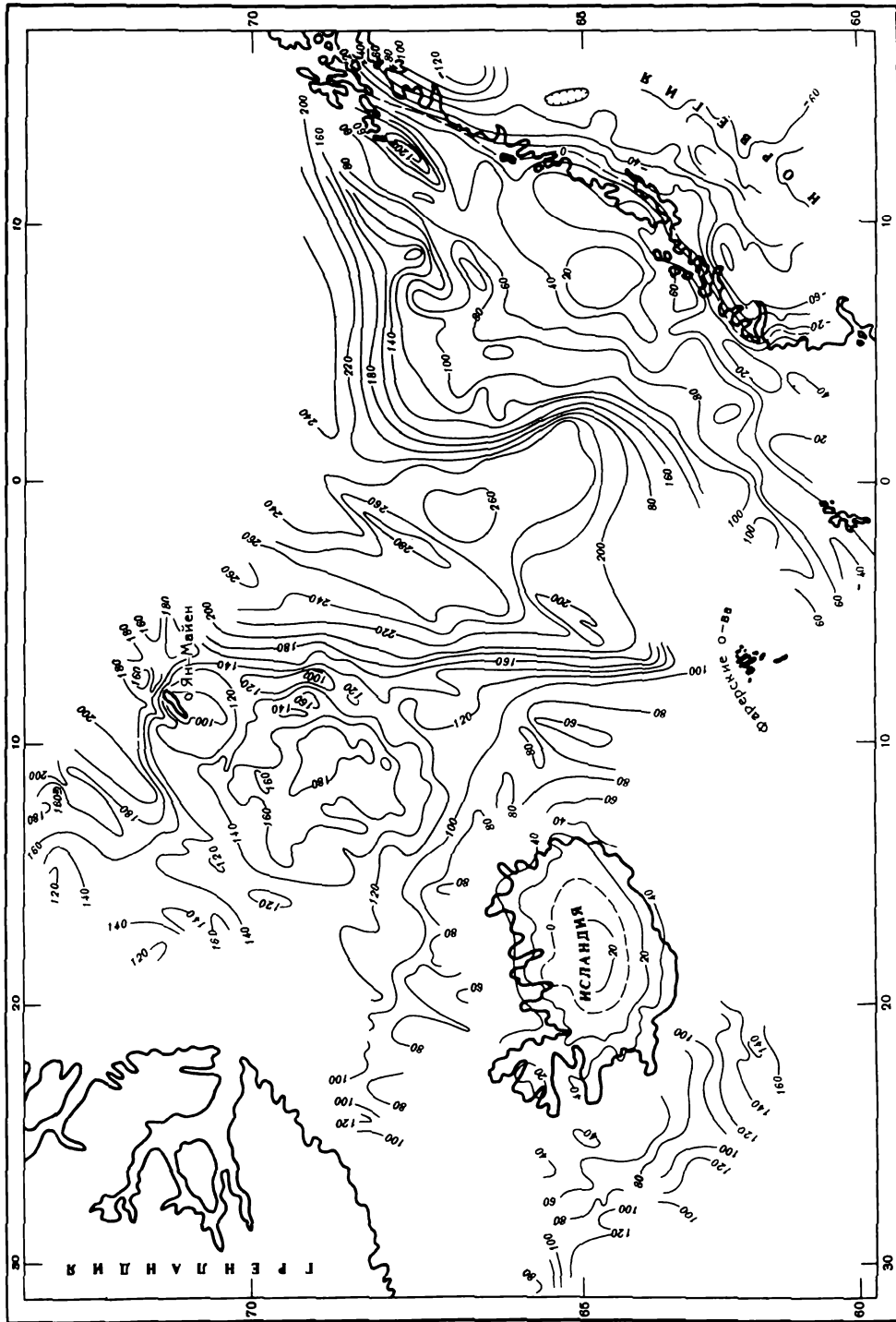
РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Полученные гравиметрические данные были использованы для составления карт аномалий силы тяжести (международная нормальная формула 1930 г.) в редукции в свободном воздухе (рис. 36) и в редукции Буге $\sigma = 2,67$ г/см³ (рис. 37). Так как расстояние (60–80 км) между профилями съемки было слишком велико для прослеживания короткопериодных аномалий с малой амплитудой, а также с целью некоторого ослабления остаточного влияния возмущающих знакопеременных ускорений, показания гравиметра осреднены в интервале времени 100 мин.

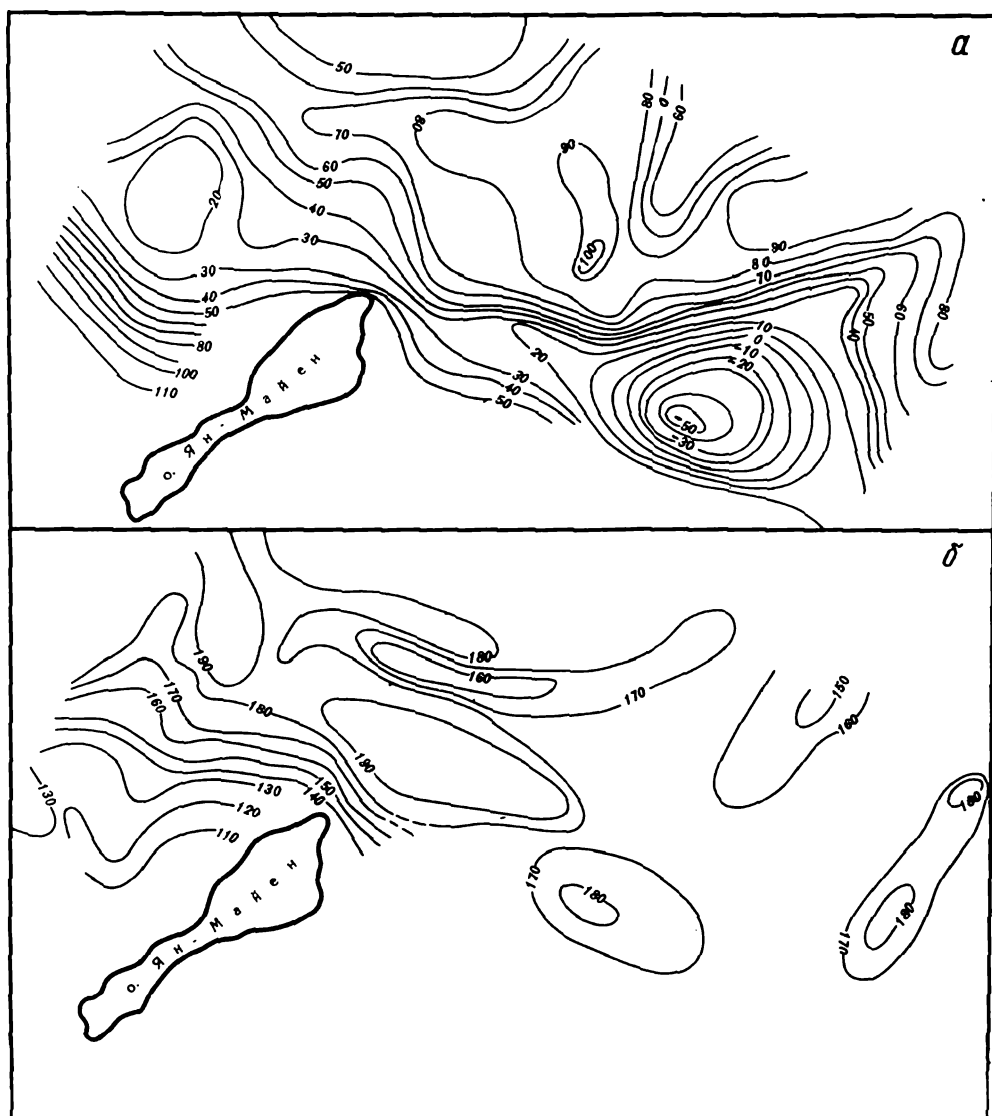
При составлении гравиметрических карт были использованы опубликованные зарубежными исследователями (Gronlie, Ramberg, 1970) карты аномалий силы тяжести для Норвежского моря, непосредственно примыкающие к области нашей съемки. Для хребта Рейкьянес при составлении карты аномалий в свободном воздухе использованы опубликованные американскими исследователями схемы аномалий в этой зоне (Talwani e.a., 1971). Так как поправка за промежуточный водный слой при составлении карты аномалий Буге Норвежского моря вычислялась по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя, нами была оценена погрешность за счет неучета топографии дна в исследуемом районе. В областях резкого изменения рельефа дна (подводные хребты, рифтовые зоны) поправка за промежуточный водный слой, вычисленная по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя, приводит к погрешности в аномалиях Буге до ± 30 мгл. В областях глубоких океанических котловин со слабо расчлененным рельефом погрешность за влияние топографии дна может достигать ± 10 мгл.



Р и с. 36. Карта аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе
Оцифровка изолиний в мГЛ



Р и с. 37. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)
Оцифровка изотоний в мг/л



Р и с. 38. Карты аномалий силы тяжести (полигон в районе Ян-Майенского разлома)

а — в редукции в свободном воздухе; б — в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)

К северу от о-ва Ян-Майен, в районе Ян-Майенского трансформного разлома, выполнены детальные съемки на полигоне. По результатам гравиметрической съемки на этом полигоне составлены карты аномалий силы тяжести с сечением изоаномал через 10 мгл (рис. 38). К северо-западу от о-ва Ян-Майен в районе безымянной подводной горы была выполнена комплексная площадная съемка. Для этого участка нами также составлены карты аномалий силы тяжести с сечением изоаномал через 10 мгл. Поправка за промежуточный водный слой вычислялась с учетом топографии дна в трехмерном варианте. Детальные гравиметрические съемки на полигонах с определением координат спутниковой навигацией были продолжены в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов".

На карте аномалий в свободном воздухе преобладают линейные аномалии северо-восточного простирания с амплитудой от -40 мгл до $+60$ мгл, и только над отдельными подводными горами и гребнями подводных хребтов аномалии возрастают до $+100$ мгл. Такой характер аномалий в свободном воздухе, по-видимому, обусловлен тремя основными причинами.

1. Исследуемый район приблизительно изостатически компенсирован.
2. Преобладающее простирание структур дна — северо-восточное.
3. Локальные аномалии в основном обусловлены рельефом, а в случае ровного дна — преимущественно рельефом кровли коренных пород, погребенным под рыхлыми осадками.

Более детальный анализ аномалий в свободном воздухе в сопоставлении с особенностями рельефа дна показывает, что срединные хребты Рейкьянес и Кольбейнсей характеризуются линейными параллельными простиранью хребта аномалиями, достигающими максимальных значений $+80$ мгл над гребнями хребтов. Исландское плато характеризуется преимущественно изометрическими мозаичными аномалиями с амплитудой $+20 \div +40$ мгл. Ян-Майенский глыбовый хребет выделяется линейными аномалиями с максимальными амплитудами над гребнем $+60 \div +80$ мгл. В Норвежской котловине интенсивность аномалий в свободном воздухе несколько ослабевает. Преобладают аномалии с амплитудой от -20 мгл до $+40$ мгл. Интенсивно расчлененное аномальное поле выявлено на шельфе и континентальном склоне Норвегии. Аномалии здесь изменяются от -40 до $+80$ мгл. Пояс отрицательных аномалий шириной $100-200$ км северо-восточного простирания протягивается от Фарерских островов до $64^{\circ}5'$ с.ш., где происходит раздвоение этого пояса, причем вторая ветвь поворачивает на север, на Норвежское плато (плато Воринг), где снова изменяет простирание на северо-восточное. Между двумя поясами отрицательных аномалий резко выделяется полоса интенсивных (до $+80$ мгл) положительных аномалий, интерпретируемая норвежскими геофизиками как погруженный под осадками Лофотенский хребет (Gronlie, Ramberg, 1970). Кроме отмеченного преобладающего северо-восточного и северного простираний аномалий у о-ва Ян-Майен намечается изменение простирания аномалий в свободном воздухе на северо-западное. Далее к юго-востоку эта зона прослеживается до побережья Скандинавии. По-видимому, эта аномальная полоса обусловлена влиянием зоны Ян-Майенского разлома, выделенной по результатам аэромагнитной съемки (Avery e.a., 1968) и подтвержденной гидромагнитной съемкой нашей экспедиции. Намечается изменение простирания аномалий на северо-западное у Исландии и у Фарерско-Исландского порога. Хотя наших данных в этих районах недостаточно для уверенного проведения изоаномал, однако результаты детальных гравиметрических съемок набортными гравиметрами, выполненные зарубежными исследователями (Fleischer, 1971; Bott e.a., 1971), показали преобладание северо-западных простираний аномалий над Фарерско-Исландским порогом.

Для выяснения зависимости наблюдаемых аномалий в свободном воздухе от изменения мощности рыхлых осадочных отложений был проведен совместный корреляционный анализ данных непрерывных набортных измерений силы тяжести и сейсмопрофилирования.

Для исследования было выбрано 14 профилей, идущих вкрест простирания основных геоморфологических структур в этом районе Северной Атлантики. Профили достаточно большой протяженности были разбиты на участки, соответствующие геоморфологическим структурам: рифтовой зоне хребта Кольбейнсей, глыбовому Ян-Майенскому хребту, океаническому дну Исландского плато, хребту Рейкьянес и др. Вычисление коэффициентов корреляции производилось по каждому участку отдельно. В процессе вычислений было учтено "запаздывание" гравиметра, что в большинстве случаев привело к увеличению значений коэффициентов корреляции. Результаты получились следующие.

На 26 из 37 обработанных участков профилей четко проявляется корреляция аномалий в свободном воздухе либо с рельефом морского дна, либо с рельефом кровли коренных пород (табл. 8). На 12 участках коэффициент корреляции аномалий с рельефом морского дна (K_1) получился больше коэффициента корреляции аномалий с рельефом кровли коренных пород (K_2), на других 12 участках K_2 оказался больше K_1 . На двух участках получен только K_1 , поскольку на этих отрезках нет данных о мощности осадочного слоя. На одном из этих участков (профиль 18-1) $K_1 = 0,69$, на другом (профиль 55-4) $K_1 = 0,86$. В 11 случаях можно считать, что корреляции нет совсем ($K < 0,5$).

Коэффициенты корреляции для различных структурных провинций Северной Атлантики

K_1	K_2	Профиль	Примечание
Рифтовая зона, хребет Кольбейнсей			
0,83	0,89	10-1	$K_1 < K_2$
0,32	0,30	14-1	Корреляция отсутствует
0,56	0,54	17-1	$K_1 > K_2$
0,69	—	18-1	Нет сведений об осадках
0,84	0,85	34-2	$K_1 < K_2$
0,73	0,77	41-1	$K_1 < K_2$
0,24	0,50	51-1	$K_1 < K_2$
Океаническое дно, Исландское плато			
0,72	0,73	10-2	$K_1 < K_2$
0,48	0,49	10-4	Корреляция отсутствует
0,47	0,27	14-1	То же
0,54	0,49	14-4	$K_1 > K_2$
0,47	0,42	17-2	Корреляция отсутствует
0,14	0,42	17-4	То же
0,14	0,26	18-2	"
0,18	0,25	34-1	"
0,50	0,32	35-1	$K_1 > K_2$
0,40	0,30	38-2	Корреляция отсутствует
0,32	0,57	41-2	$K_1 < K_2$
0,40	0,37	51-2	Корреляция отсутствует
0,64	0,60	55-2	$K_1 > K_2$
Глыбовые хребты			
0,31	0,95	10-3	$K_1 < K_2$
0,88	0,76	10-6	$K_1 > K_2$
0,77	0,74	14-3	$K_1 > K_2$
0,75	0,50	18-3	$K_1 > K_2$
0,75	0,80	38-1	$K_1 < K_2$
0,57	0,68	17-3	$K_1 < K_2$
0,83	0,82	40	$K_1 > K_2$
0,86	—	55-4	Нет сведений об осадках
0,58	0,27	10-5	$K_1 > K_2$
0,82	0,86	14-5	$K_1 < K_2$
0,94	0,73	35-2	$K_1 > K_2$
0,58	0,51	37	$K_1 > K_2$
0,50	0,62	55-3	$K_1 < K_2$
Шельф и склон Исландии			
0,25	0,32	34-3	Корреляция отсутствует
0,95	0,86	55-1	$K_1 > K_2$
Склоны хребта Рейкьянес			
0,32	0,34	23 (вост. склон)	Корреляция отсутствует
0,63	0,64	25 (зап. склон)	$K_1 < K_2$

Корреляция аномалий в свободном воздухе с рельефом кровли коренных пород или с рельефом дна наиболее четко проявляется там, где океаническое дно имеет сложную, неровную поверхность с высокими поднятиями и глубокими разломами.

Из табл. 8 видно, что в пределах рифтовой зоны хребта Кольбейнсей преобладает корреляция аномалий с рельефом кровли коренных пород ($K_2 > K_1$). Этот факт можно объяснить тем, что глубокие трещины рифтовой зоны погребены, как правило, под рыхлыми осадками, плотность которых много меньше плотности базальтовых пород хребта, создающих основной гравитационный эффект.

В области глыбовых поднятий, таких, как Ян-Майенский хребет и структура в восточной части Исландского плато, преобладает корреляция аномалий с рельефом дна. По-видимому, океаническое дно в этих районах сложено более плотными породами, которые и создают в основном наблюдаемое гравитационное поле.

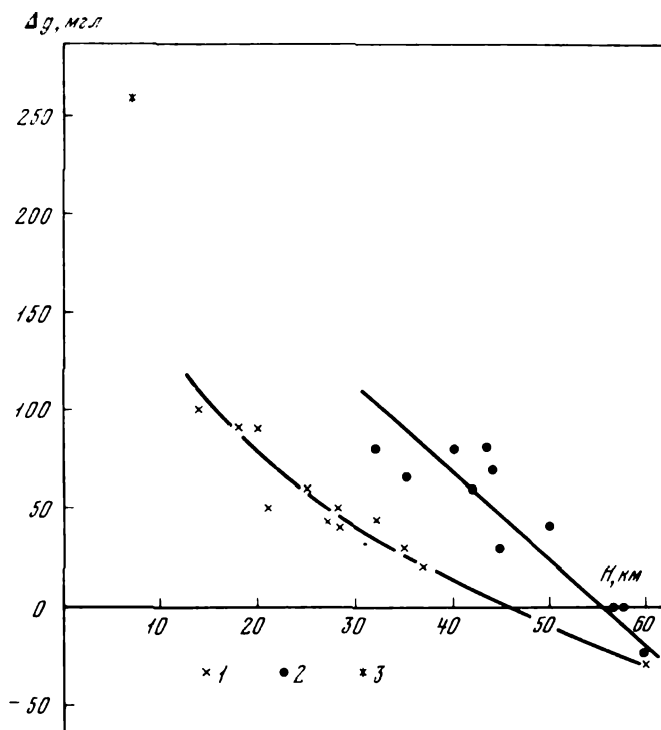
В океанических котловинах корреляция ярче всего проявляется там, где более или менее ровный рельеф морского дна нарушается отдельными поднятиями или трещинами.

На карте аномалий силы тяжести в редукции Буге, так же как на карте аномалий в свободном воздухе, преобладают северо-восточные простирания, однако амплитуды изменения аномалий гораздо больше. Так, над центром Исландии аномалии Буге отрицательные до -35 мгл (Einarsson, 1954), а над Исландским плато $+180$ мгл. Над Скандинавией аномалии Буге убывают до -130 мгл, в то время как над Норвежской котловиной возрастают до $+280$ мгл.

Над срединными хребтами Рейкьянес и Кольбейнсей аномалии Буге уменьшаются до $+120$ мгл. Ян-Майенский глыбовый хребет выделяется пониженными до $+100$ мгл аномалиями Буге. В Норвежской котловине выявлены максимальные положительные аномалии Буге, достигающие величин $+280$ мгл. Область интенсивных положительных аномалий Буге Норвежской котловины ограничена с запада и востока зоной больших горизонтальных градиентов, достигающих величин 10 Е и более. На Норвежском шельфе и Норвежском плато наблюдается сложное поле с преобладанием пониженных до $+20$ мгл аномалий Буге.

Количественные оценки источников гравитационных аномалий в сопоставлении с сейсмическими данными о строении земной коры в Исландии, Норвежском море, Фарерско-Исландском пороге показали: 1) локальные аномалии силы тяжести в редукции Буге в Исландии обусловлены топографией кровли слоя со скоростью продольных волн $6,35$ км/с (Palmason, 1971); 2) в районе Норвежского моря и Фарерско-Исландского порога локальные аномалии силы тяжести вызваны в основном погребенными под осадками желобами в коренных породах и латеральными изменениями плотности коренных пород дна (Bott et al., 1971).

Региональные аномалии силы тяжести в редукции Буге преимущественно отражают изменение общей мощности земной коры (Дементицкая, 1975). Для определения корреляционной связи между глубиной поверхности М и аномалией Буге были использованы результаты сейсмических исследований по профилю Исландия — Фарерские острова — Шетландские острова, выполненные совместно советскими и зарубежными геофизиками в 1972 г. (Зверев и др., 1975), а также сейсмические данные по Норвежскому морю и переходной зоне от Скандинавии к Норвежскому морю (Ewing J., Ewing M., 1959; Hinz, Moe, 1971). На графике (рис. 39) четко различаются корреляционные зависимости между глубиной поверхности М и аномалиями Буге для районов, примыкающих к Исландии, с одной стороны, и для Фарерско-Исландского и восточного склонов Норвежского моря — с другой. С использованием полученных корреляционных соотношений были построены разрезы земной коры, пересекающие основные морфоструктуры исследованной области. На рис. 40, вкл. приведены два разреза земной коры и верхней мантии по профилям, проходящим через рифтовый хребет Кольбейнсей, Исландское плато, глыбовый Ян-Майенский хребет и Норвежскую котловину. Верхняя часть разреза (осадочные слои) построена по данным НСП. Слои с плотностью $2,67$ и $2,87$ г/см³ схематически выделены по гравиметричес-



Р и с. 39. Графики корреляционной связи между глубиной поверхности M_i и аномалиями в редукции Буге

1 — район Фарерско-Исландского и восточного склонов Норвежского моря; 2 — район о-ва Исландия; 3 — Норвежская котловина

ким данным, по методу подбора с учетом сейсмических разрезов земной коры в Норвежском море и Исландии. На профилях четко проявляется резкое увеличение мощности земной коры под Исландским плато. Если в Норвежской котловине она не превышает 7 км, то под Исландским плато увеличивается до 18 км, а с приближением к Исландии — до 34 км. Под глыбовым Ян-Майенским хребтом намечается некоторое увеличение мощности земной коры. Под хребтом Кольбейнсей, выделяемым интенсивными симметричными магнитными аномалиями и некоторым понижением аномалий Буге, по аналогии с детально изученным рифтовым хребтом Рейкьянес (Talwani et al., 1971) схематически выделена зона с аномально пониженной плотностью верхней мантии до глубин 30 км и уменьшением мощности земной коры. Если бы плотность верхней мантии под хребтом Кольбейнсей была нормальной, то мощность земной коры не превышала бы 20 км. На дне Норвежской котловины, по магнитным и сейсмическим данным, предполагается древний, засыпанный осадками рифт (Avery, 1968; Hinz, Moe, 1971). Однако разуплотнение в верхней мантии под этой зоной не выявляется или оно гораздо меньше, чем под современными срединно-океаническими хребтами.

На карте аномалий в свободном воздухе в районе Ян-Майенского разлома (см. рис. 36), составленной по результатам детальной съемки на полигоне, прослеживается северо-западное — юго-восточное простираение изоаномал, совпадающее с простираением Ян-Майенского трансформного разлома. При этом, как уже неоднократно отмечалось при полигонных съемках (Fleischer, 1971; Гайнанов, Пантелеев, 1972), четко проявляется прямая зависимость аномалий в свободном воздухе от рельефа дна. Минимальные значения аномалий ($-50 \text{ мгл} \div +20 \text{ мгл}$) совпадают с максимальными глубинами дна в районе разлома, а максимальные значения ($+90 \text{ мгл} \div +110 \text{ мгл}$) характерны для юго-западного и северо-восточного бортов глубоководного желоба, приуроченного к Ян-Майенскому разлому.

На карте аномалий Буге (см. рис. 37) вследствие учета поправки за рельеф дна в трехмерном варианте влияние рельефа почти полностью исключено, а амплитуда изменения аномалий уменьшилась со 100–150 мгл для аномалии в свободном воздухе до 30–80 мгл для аномалии Буге. На карте аномалий Буге четко прослеживается северо-западное — юго-восточное и юго-западное — северо-восточное простирания изоаномал, обусловленные, по-видимому, глубинными плотностными неоднородностями в земной коре. Количественные расчеты по отдельным профилям подтверждают это предположение.

На карте аномалий в свободном воздухе над подводной горой выделяется интенсивная положительная аномалия, превышающая +160 мгл. Аномалия Буге над подводной горой более +200 мгл. Таким образом, подводная гора выделяется повышенными значениями в обеих аномалиях. По-видимому, подводная гора представляет собой потухший вулкан, сложенный плотным вулканическим материалом. Состав поднятого драгой каменного материала подтверждает предположение о вулканическом происхождении исследованной подводной горы. Детальная количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий над банкой к северо-востоку от возвышенности Роколл (Scrutton, 1971) по характеру аномального поля, очень близкого к исследованной нами подводной горе, показала возможность присутствия под потухшим вулканом магматического очага на глубинах от 2 до 20 км.

Анализ геолого-геофизических данных позволяет предположить, что Исландское плато представляет крупный блок земной коры материкового типа, претерпевший сложную переработку в результате развития активного рифтового хребта Кольбейнсей и, возможно, древнего рифта на склоне Норвежского моря. При развитии и расширении рифтовых хребтов внутри единого блока возникали напряжения (боковое давление и сжатие), вызвавшие крупные деформации земной коры и приведшие к погружению всего этого блока при относительном поднятии отдельных частей (Исландия, Ян-Майенский хребет), образованию сложной системы линейных нарушений и смятию в ряде мест рыхлого осадочного покрова.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ИСЛАНДСКОГО ПЛАТО И НОРВЕЖСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В 1973 г., в период 15-го рейса нис "Академик Курчатов", Институт физики Земли АН СССР провел гравиметрическую съемку Норвежского и Гренландского морей. Рассматриваемая область составляет часть огромной по простиранию зоны положительных гравитационных аномалий Северной Атлантики (Talwani, Le Pichon, 1969). Прецизионная съемка морскими гравиметрами позволила обнаружить замечательную корреляцию аномалий протяженностью до нескольких сот километров с региональной тектоникой. Благодаря методическим усовершенствованиям нам удалось поднять точность измерений до 2,5 мгл и обеспечить площадную съемку с сечением изолиний 10 мгл. Измерения силы тяжести в 15-м рейсе проводились синхронно с эхолотным промером, магнитной съемкой и сейсмическим профилированием, и это значительно повысило информативность гравиметрического метода. В 15-м рейсе впервые на судах АН СССР применена спутниковая навигация для координирования гравиметрической съемки. Это привело к заметному улучшению качества данных.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА СЪЕМКИ

Излагаемые в следующих разделах результаты основаны на измерениях двумя морскими гравиметрами Граф-Аскания типа Гсс2 №7(76) и 8(77). Предшествующий опыт работы с этими приборами на нис "Академик Курчатов" в 1968 г. показал, что для судна характерны сильные вибрации, которые могут заметно искажать показания гравиметров (Kogan, Boyarsky, 1970). Удалось установить, что вибрации сводятся к минимуму при определенных режимах движения судна, когда судовые двигатели совершают 175–185 или менее 120 об/мин. Соответствующая скорость судна составляет до 14 узлов. При съемке в 15-м рейсе в основном соблюдались оптимальные режимы движения.

Для исключения кросс-каплинг-эффекта из показаний гравиметров мы всегда принимали в качестве окончательного результата среднее из измерений двумя приборами, ориентированными на гиropлатформе антипараллельно. Кроме того, непрерывно вычислялся теоретический кросс-каплинг с помощью аналоговой ЭВМ МН-10 и горизонтального акселерометра АП-47 по методике, описанной М. Тальвани (Talwani, 1970). Как показывает сопоставление приборных разностей с вычисленными значениями кросс-каплинга, расхождение показаний гравиметров в основном объясняется кросс-каплингом, как это и следует из теории.

Эта закономерность нарушалась лишь в тех случаях, когда судно двигалось не в оптимальном режиме, так что проявлялось влияние вибраций. Тот факт, что вибрации по-разному действовали на оба гравиметра, позволил исключить возникающую систематическую ошибку (она не превышала 10 мгл).

В 15-м рейсе была применена новая конструкция гиropлатформы, разработанная в Институте физики Земли и представляющая значительное усовершенствова-

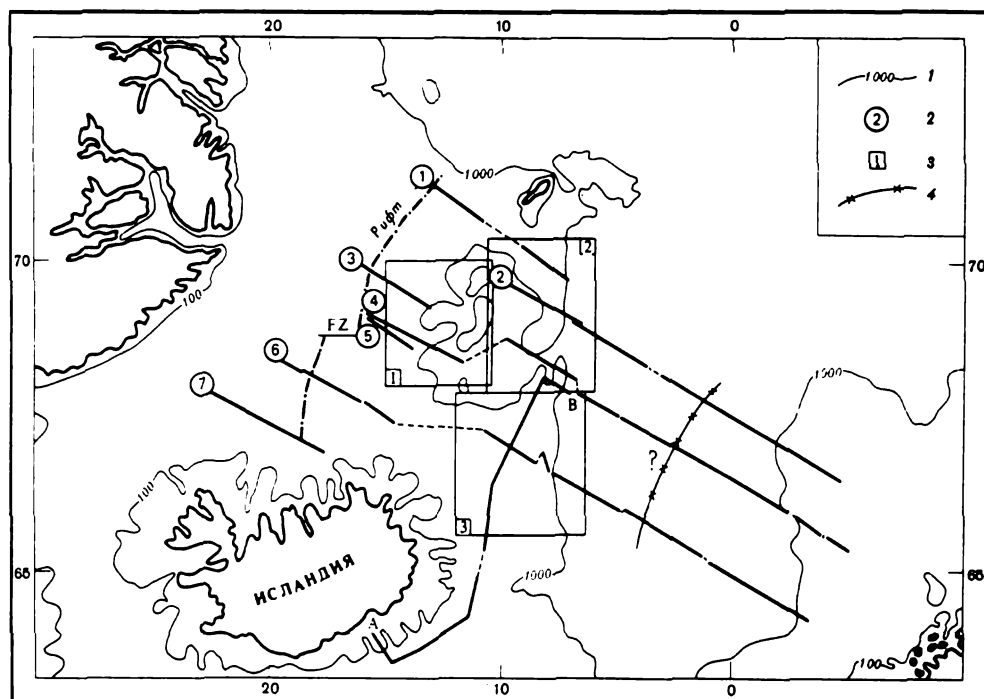
Определение поправки Этвеша по спутниковым наблюдениям (7 августа 1973 г.)*

Время об- сервации, ч.мин	Скорость судна, узлы	Курс ...°	Поправки Этвеша, мгЛ	Время об- сервации, ч.мин	Скорость судна, узлы	Курс ...°	Поправки Этвеша, мгЛ
05-56	9,8	119,4	+24,3	11-24	10,3	117,6	26,7
06-36	9,8	116,7	25,1	11-44	10,5	118,5	27,0
07-44	9,8	115,9	25,3	13-30	10,4	121,8	26,0
08-26	10,1	116,8	25,9	13-54	10,8	119,9	27,4
09-32	10,3	115,8	26,9	15-40	11,1	120,3	28,4
10-16	10,7	115,9	27,9				

* Навигационные данные и поправка Этвеша вычислены по смежным наблюдениям.

ние системы, которая ранее использовалась в 49-м и 51-м рейсах нис "Витязь" (Kogan, 1975).

В новой модификации два горизонтальных акселерометра АП-47 задают вертикаль с точностью не хуже 5". Обратная связь в гиروطформе реализована на аналоговой машине МН-10 по схеме, обеспечивающей желаемую частотную характеристику. Платформа ведет себя как сильно демпфированный длиннопериодный маятник. Остаточное влияние горизонтальных ускорений не превышает нескольких десятых долей миллигала. Подробный анализ гиروطформы этого типа дан в работе С.М. Молоденского и М.Г. Когана (1974).



Р и с. 41. Расположение профилей и участков площадной гравиметрической съемки в Исландском регионе

1 — изобаты, морские сажени; 2 — номер профиля; 3 — участок площадной съемки; 4 — гравитационный минимум; FZ — зона разлома; профиль АВ вдоль гребня зоны поднятий, вытянутых к югу от Ян-Майенского хребта

Спутниковая система навигации ВМФ США типа NNSS, основанная на доплеровском отслеживании спутников "ТРАНЗИТ", обеспечивает привязку профилей с точностью не хуже 1 км, а поправка Этвеша вычисляется с ошибкой не более 0,5 мгл. В табл. 9 дана сводка значений поправки Этвеша по смежным спутниковым засечкам на интервале, где скорость и курс судна номинально не менялись. Смежные значения поправки совпадают в пределах десятых долей миллигала, однако в течение нескольких часов размах колебаний достигает порядка 5 мгл.

Гистограмма расхождений результатов в 34 точках пересечения профилей на полигоне 3-площадной съемки показывает, что в 40% случаев разности не превышают 2 мгл, в 80% случаев — 5 мгл. Средняя квадратическая ошибка измерений составляет $\pm 2,7$ мгл. Отметим, что мы использовали также отдельные профили, привязанные по навигационной системе ЛОРАН. Как правило, удавалось уменьшить систематическую ошибку, присущую этим профилям, используя контрольные пересечения со спутниковыми измерениями.

Для удобства анализа материалы измерений, проведенных в 15-м рейсе в Норвежском и Гренландском морях, можно разбить на четыре части (рис. 41): а) шесть профилей вкрест простираения рифтового хребта Кольбейнсей, б) три полигона площадной съемки в области Исландского плато, в) три профиля через котловину Норвежского моря, г) профиль, ориентированный примерно с севера на юг, в юго-восточной части Исландского плато.

В дальнейшем тексте всюду подразумевается, что аномалии в свободном воздухе вычислены с применением международной формулы нормальной силы тяжести 1930 г.

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ В НОРВЕЖСКОМ И ГРЕНЛАНДСКОМ МОРЯХ

В 23, 27 и 28-м рейсах нис "Вима" проводились гравиметрические измерения в районе между Скандинавией, Шпицбергенем и Гренландией. Опубликована часть данных, относящаяся к восточной окраине Норвежской котловины и шельфу Норвегии (Talwani, Eldholm, 1972). Гидрографический институт ФРГ выполнил на судне "Комет" измерения силы тяжести в основном между Гренландией и рифтовым хребтом Кольбейнсей (Meuer e.a., 1972). М. Тальвани, с соавторами (Talwani e.a., 1972) также опубликовали два профиля, один из которых пересекает южную часть Исландского плато в направлении с запада на восток, а другой пересекает северную часть Исландской котловины от рифтового хребта Мона на юг. Гравиметрическая съемка Фарерско-Исландского порога проведена английскими и западногерманскими исследователями (Bott e.a., 1971; Fleischer, 1971). Измерения силы тяжести в области Исландии осуществлялись в 10-м рейсе нис "Академик Курчатов" сотрудниками МГУ (Гайнанов и др., 1975; гл. 5 настоящего издания).

РИФТОВЫЙ ХРЕБЕТ КОЛЬБЕЙНСЕЙ

Рифтовый хребет Кольбейнсей (рис. 41) представляет звено глобальной системы срединно-океанских рифтов. В последние годы в ряде работ обсуждался вопрос о возможной природе положительных гравитационных аномалий, которые обнаруживаются над рифтовыми хребтами по спутниковым данным (McKenzie, 1967; Lambeck, 1972; Kaula, 1972). Вопрос, отражают ли эти аномалии разогрев литосферы вследствие внедрения расплавов из мантии или же они непосредственно отражают конвекцию в мантии, остается открытым. К. Ламбек (Lambeck, 1972) рассчитал теоретические аномалии над хребтом для термической модели литосферы, по Маккензи. Варьировалась толщина литосферы, краевые значения температуры и скорость раздвижения от оси хребта. Положительные аномалии должны

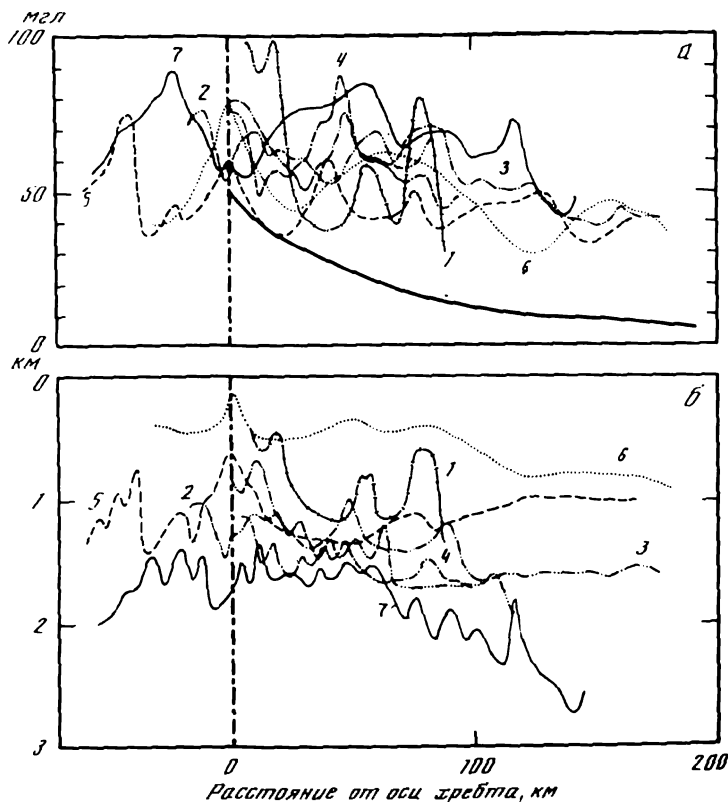


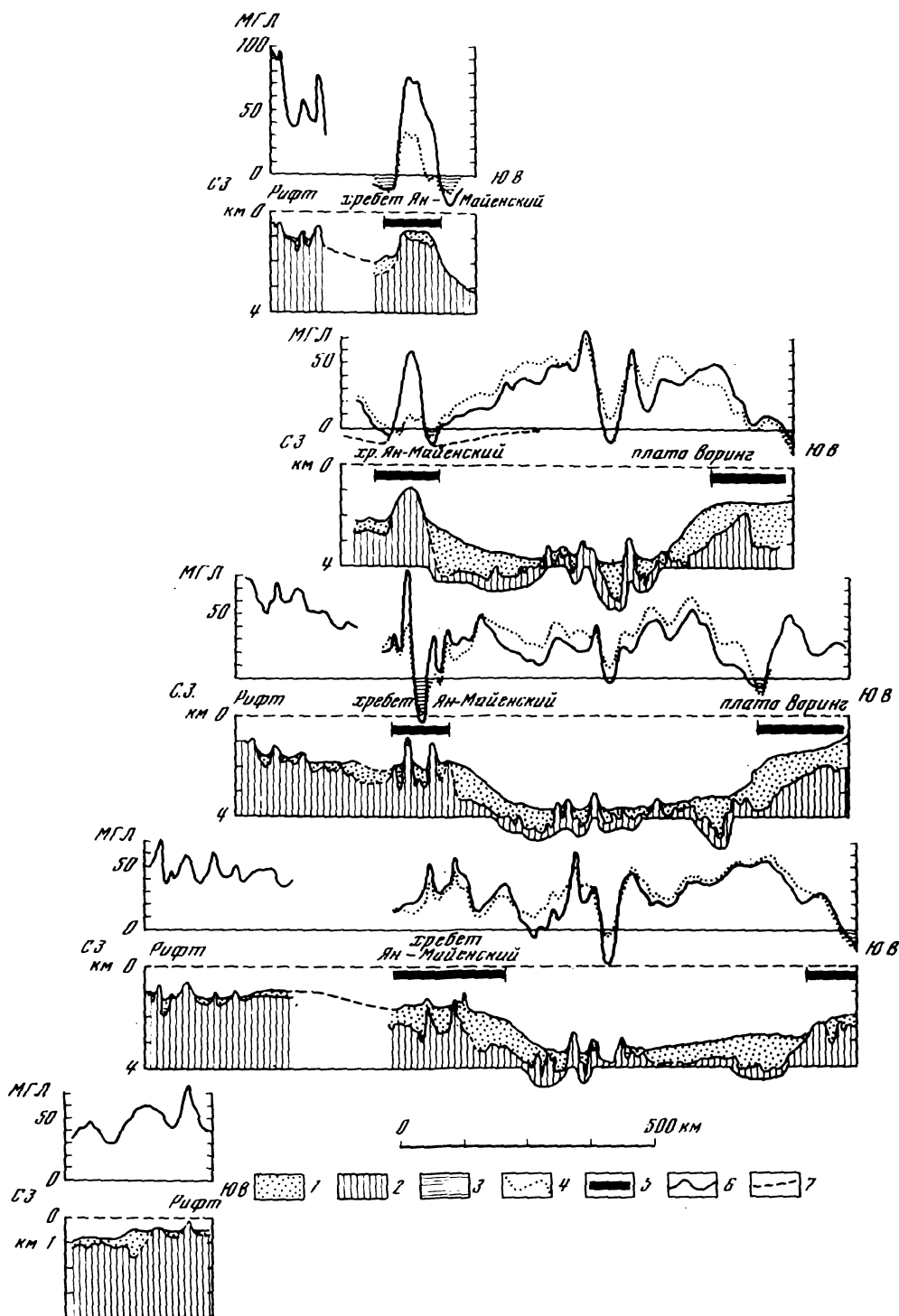
Рис. 42. Совмещенные гравиметрические профили

а — гравитационные аномалии в редукции в свободном воздухе; *б* — рельеф дна: 1–6 — хребет Кольбейнсей, 7 — хребет Рейкьянес; все профили ориентированы в одну сторону от оси хребта

иметь тем большую амплитуду, чем меньше скорость раздвижения, приписанная хребту по данным о полосовых магнитных аномалиях. Однако проверить этот вывод представляется затруднительным, так как отсутствует достаточная статистика профилей через срединные хребты. Гравиметрическая карта по спутниковым данным не может ответить на этот вопрос, так как в ней не обеспечено необходимое разрешение деталей поля.

На рис. 42 совмещены шесть профилей аномалий в свободном воздухе и топографии через хребет Кольбейнсей, а также один профиль через рифтовый хребет Рейкьянес к югу от Исландии (пересечение на широте 59°). Так как наши профили захватывают в основном либо западный, либо восточный склон хребта, то с целью выявления общей тенденции на рисунке все профили ориентированы в одну сторону от оси. Рассматриваемая область шириной 200 км от оси хребта соответствует зоне, в которой уверенно опознаются полосовые магнитные аномалии. Ось хребта идентифицирована по характерному пику магнитной аномалии и по рифтовой долине для более северных профилей.

Гравитационное поле в области хребта возмущено локальными аномалиями амплитудой 10–40 мгЛ, которые центрированы над выступами фундамента, параллельными оси хребта (рис. 43). Над осью выделяется отрицательный пик, если развита рифтовая долина, или положительный пик, если вершина хребта не расчленена. Несмотря на эти локальные возмущения, аномалия в свободном воздухе обнаруживает в среднем тенденцию к убыванию от +70 мгЛ над осью до +40 мгЛ на расстоянии 200 км от оси хребта. Этот результат подтверждается также данными измерений на судне "Комет" (Меуер *е.а.*, 1972). Гравитационный профиль через хребет Рейкьянес очень сходен с профилями через хребет Кольбейнсей. Тер-

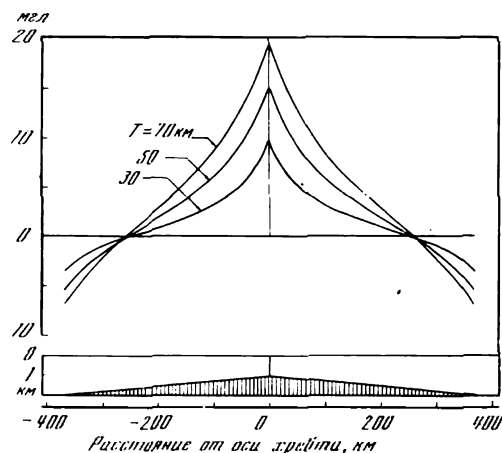


Р и с. 43. Избранные гравиметрические профили к северу от Исландии

1 — рыхлые осадки; 2 — акустический фундамент; 3–4 — изостатические аномалии: 3 — отрицательные, 4 — двумерные; 5 — спокойные магнитные зоны; 6 — аномалии в свободном воздухе; 7 — теоретическая аномалия над Ян-Майенским хребтом в предположении, что хребет представляет избыточную нагрузку на упругой литосфере

мином "теоретическая аномалия" на рис. 42 обозначена кривая, рассчитанная К. Ламбеком для литосферы мощностью 100 км, раздвигающейся от оси хребта со скоростью 1 см/год. Порядки величины амплитуды и длины волны аномалии, по К. Ламбеку, соответствуют экспериментальным данным. Явное отличие состоит в том, что теоретическая аномалия лежит в среднем на 30 мгл ниже. Исходная термическая модель соответствует условию изостатической компенсации близ нижней границы литосферы. На рис. 44 показано, как влияет глубина компенсации на величину аномалии над изостатически скомпенсированным хребтом. Геометрия идеализированного хребта примерно соответствует хребту Кольбейнсей. Как видно, совместный эффект топографии и ее компенсации объясняет лишь часть положительной аномалии, измеренной над хребтом Кольбейнсей.

Р и с. 44. Теоретические гравитационные аномалии в редукции в свободном воздухе над простой моделью хребта, изостатически уравновешенного по схеме Эри-Хейсканена: $\rho_1 - \rho_0 = 1,57$; $\rho_2 - \rho_1 = 0,47$



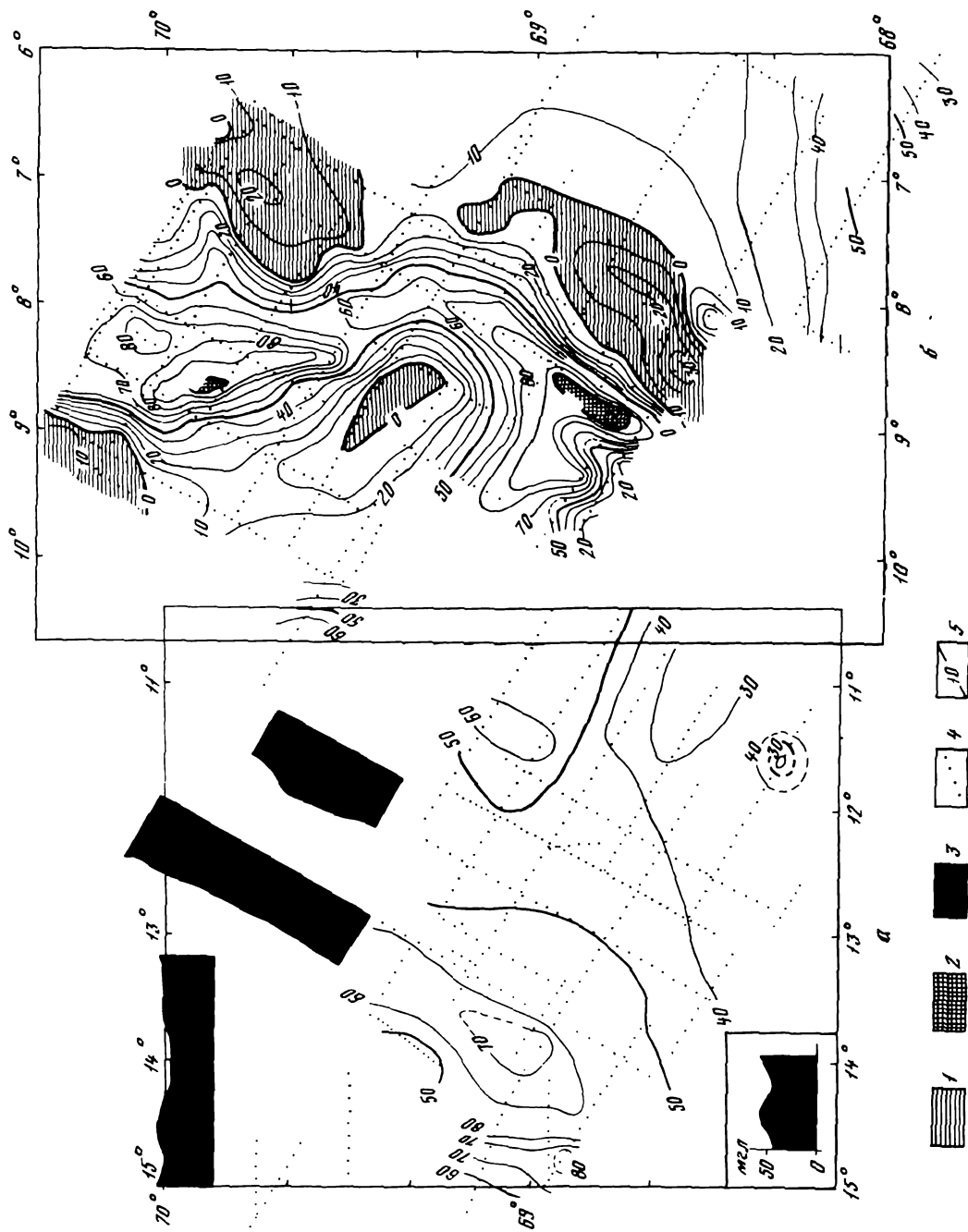
Региональная аномалия около +40 мгл присутствует и над юго-восточной частью Исландского плато, удаленной от рифтового хребта. Над Исландией аномалии в свободном воздухе составляют около +50 мгл близ побережья и возрастают примерно до +75 мгл в центре острова (Einarsson, 1954).

ЯН-МАЙЕНСКИЙ ХРЕБЕТ

Хотя сам о-в Ян-Майен вулканического происхождения, примыкающий к нему с юга асейсмичный Ян-Майенский хребет сложен осадочными породами (Johnson, Heezen, 1967). Поверхность акустического фундамента наклонена к востоку, в то время как вершина хребта — плоская и почти горизонтальна (см. рис. 43). Аномалии в свободном воздухе над хребтом превышают +100 мгл. Площадная съемка 15-го рейса (рис. 45) охватывает хребет от его наиболее развитой части на широте $70^{\circ}20'$ до зоны дробления хребта на широте $68^{\circ}40'$. Детальная съемка выявила примечательные полосы отрицательных аномалий до -30 мгл по обе стороны от хребта, у его подножия. Так как мы не располагаем данными глубинного сейсмического зондирования, то для исключения гравитационных эффектов, связанных с устройством коры, были вычислены топографо-изостатические поправки для модели Эри-Хейсканена. Вычисления в двумерном варианте проведены для отдельных профилей, ориентированных вкрест простирания хребта. Был использован метод полигонов Тальвани, который запрограммирован нами для ЭЦВМ "Минск-22". Расчет проведен для глубины компенсации 30 км, плотностного контраста вода — кора $1,57 \text{ г/см}^3$ и плотностного контраста кора — мантия $0,47 \text{ г/см}^3$. Как показывает сопоставление аномалий в свободном воздухе и изостатических, отрицательные аномалии, окаймляющие Ян-Майенский хребет, нельзя приписать влиянию компенсирующего корня под хребтом. Расчет при других параметрах компенсирующей модели не изменяет этого вывода. Возникает вопрос, отражают

Р и с. 45. Карта гравитационных аномалий в ре-
дукции в свободном воз-
духе (см. рис. 41)

а — полигон 1; б —
полигон 2. Зоны анома-
лий: 1 — отрицательных;
2 — более +100 мГл;
3 — профили аномалий;
4 — маршрут судна;
5 — изоаномалы



ли отрицательные полосы особенности строения хребта или же они больше зависят от соседних структур. Обратим внимание, что отрицательные аномалии присутствуют по обе стороны от хребта и они примерно симметричны по амплитуде и протяженности, хотя на западе к хребту примыкает Исландское плато с глубинами около 2 км, а на востоке — Норвежская котловина с глубинами около 4 км. Поэтому естественно предположить, что резкий спад изостатических аномалий над хребтом указывает на существенное отличие свойственной ему континентальной литосферы от океанической литосферы примыкающих областей. Мы вернемся к этому вопросу при рассмотрении данных, относящихся к Норвежской котловине.

Отрицательные аномалии вдоль флангов Ян-Майенского хребта нельзя также объяснить механизмом региональной изостатической компенсации. Для профиля 2, соответствующего средней части хребта, рассчитана теоретическая аномалия (см. рис. 43) в предположении, что хребет представляет избыточную нагрузку на упругой литосфере. Для расчета прогиба литосферы по известному уравнению твердого слоя, плавающего на жидкости (Walcott, 1970), флексурный параметр λ^{-1} принят равным 100 км, что соответствует типичной океанической литосфере.

Рассчитанная кривая близка к измеренной аномалии с одной весьма существенной оговоркой — региональная положительная аномалия 40–50 мгл, присущая Исландскому плато и Норвежскому морю, должна исчезать в области Ян-Майенского хребта.

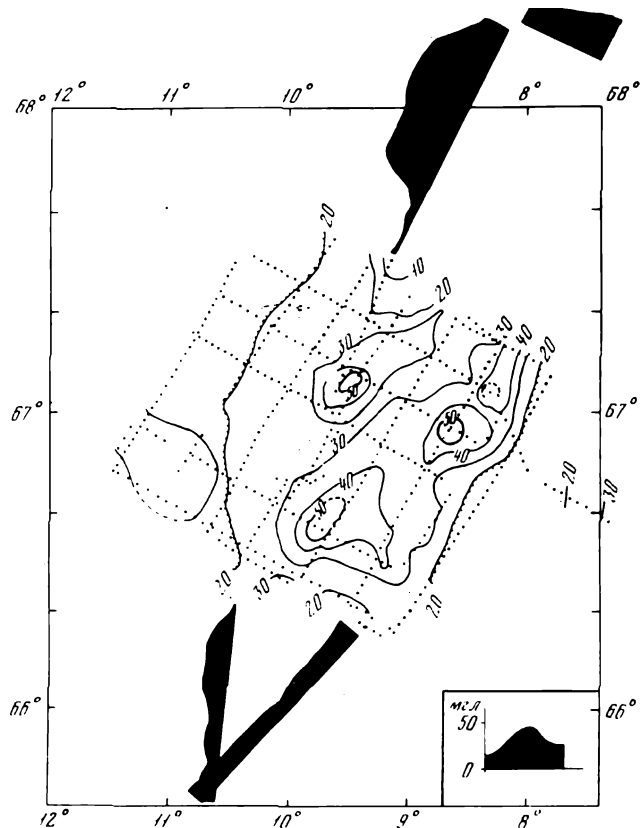
Несогласие между наклоном фундамента и плоской вершиной хребта заметно отражается в гравитационном поле. На профиле 1, соответствующем наиболее развитой области хребта, аномалия в свободном воздухе над вершиной убывает к востоку примерно на 40 мгл при неизменной глубине моря. Как показывает сопоставление с изостатической аномалией, ход аномалии в свободном воздухе не объясняется краевым эффектом на границе Норвежской котловины и Исландского плато.

Полагая, что плотностной контраст на границе рыхлых осадков и акустического фундамента не более $0,5 \text{ г/см}^3$, получаем, что понижение фундамента на 1 км приводит к уменьшению аномалии на 21 мгл. Таким образом, измеренное уменьшение аномалии к востоку вызвано наклоном не только акустического фундамента, но и нижележащих границ раздела.

ОКРАИНА ИСЛАНДСКОГО ПЛАТО К ЮГУ ОТ ЯН-МАЙЕНСКОГО ХРЕБТА

По данным сейсмического профилирования, к югу от Ян-Майенского хребта, примерно до 66° с.ш., простираются отдельные поднятия, вытянутые с севера на юг. Эти структуры, представляющие, видимо, продолжение хребта, почти полностью погребены под осадками. Полоса погребенных поднятий приблизительно совпадает с зоной повышенных аномалий, более +20 мгл, между $10^{\circ}30'$ и $8^{\circ}30'$ з.д. Эта зона выделена на рис. 46. Для исследования нарушений фундамента, имеющих небольшое простирание, удобно воспользоваться изостатическими аномалиями, так как подобные нарушения обычно не скомпенсированы. Двумерные изостатические аномалии очень хорошо выделяют поднятия фундамента к югу от Ян-Майенского хребта. Зависимость проявляется с коэффициентом около 15 мгл на 1 км высоты. Соответственно плотностной контраст между рыхлыми осадками и фундаментом оценивается величиной $0,4\text{--}0,5 \text{ г/см}^3$.

Профиль АВ (см. рис. 41) пройден примерно вдоль гребня зоны поднятий. Связь между аномалией в свободном воздухе и топографией фундамента очевидна и проявилась бы еще резче в изостатической аномалии. На профиле АВ отмечены характерные гравитационные минимумы близ краев поднятия, свидетельствующие о прогибе фундамента. Эти минимумы очень типичны для рассматриваемой области. Сравнение профилей, ориентированных вкост простирания полосы поднятий, с профилем АВ показывает, что нарушения фундамента по простиранию полосы столь же значительны.



Р и с. 46. Карта гравитационных аномалий в редукции в свободном воздухе на полигоне 3

Штрихами отмечены изолинии +20 мгл, выделяющие зону южного продолжения Ян-Майенского хребта, остальные условные обозначения см. на рис. 45

КОТЛОВИНА НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

Профили 2, 4 и 6 пересекают котловину Норвежского моря по азимуту 120° . Первые два разреза проходят от Ян-Майенского хребта на западе до плато Воринг на востоке, а третий профиль — от южного продолжения Ян-Майенского хребта до Фарерско-Шетландского уступа.

В работе (Talwani, Eldholm, 1972) обращено внимание на резкий спад аномалии в свободном воздухе и особенно изостатической аномалии близ западного края плато Воринг. Излом изостатической аномалии совпадает с началом спокойной магнитной зоны, простирающейся в сторону шельфа Норвегии (рис. 43). Методом преломленных волн показано, что в области плато Воринг фундамент залегает по крайней мере на 5 км глубже, чем в прилегающей части Норвежской котловины. При анализе гравитационного поля в области Ян-Майенского хребта мы обнаружили резкий спад изостатической аномалии в зоне перехода от котловины Норвежского моря к хребту, совпадающий с краем спокойной магнитной зоны над хребтом. По аналогии с континентальным краем Норвегии можно предполагать, что минимум изостатической аномалии над Ян-Майенским хребтом отражает значительную депрессию фундамента. На профиле 2 через котловину Норвежского моря глубина залегания фундамента заметно увеличивается в сторону хребта. Этот эффект отчетливо выражается в соответствующем уменьшении аномалии в свободном воздухе в сторону хребта. Изостатическая аномалия демонстрирует, что краевой эффект Исландского плато не может объяснить спада аномалии к хребту. На более южных профилях углубление фундамента и спад аномалии в сторону плато не проявляется столь заметно, и соответственно Ян-Майенский хребет выражен слабее.

В центральной части Норвежской котловины расположена цепочка подводных гор, ориентированная параллельно простиранию современного рифта Кольбейнсей в Гренландском море. Высказывалось предположение, что эта цепочка отмечает положение древнего рифта (Johnson et al., 1972) и что развитие котловины было тесно связано с этим рифтом. Над вершинами гор центрированы локальные пики аномалии в свободном воздухе с амплитудой до 40 мгл. Сравнение профилей 2, 4 и 6 (см. рис. 43) показывает, что посреди полосы, занятой подводными горами, расположена депрессия фундамента, почти полностью засыпанная осадками. С депрессией связана полоса отрицательных аномалий в свободном воздухе с амплитудой относительно регионального уровня свыше 50 мгл. Эта депрессия не обнаруживается сейсмическим методом по профилю 6, однако гравитационный минимум указывает на ее продолжение. Мы предполагаем, что для решения вопроса о древнем рифте в Норвежской котловине гравиметрические данные будут весьма полезны.

Среднее значение аномалий в свободном воздухе над котловиной Норвежского моря составляет от +30 до +40 мгл, что очень близко к величине региональной аномалии над Исландским плато.

Выводы

1. Высокоточная детальная гравиметрическая съемка, проведенная в комплексе с другими геофизическими методами, позволила выявить важные закономерности глубинного строения литосферы в районе между Гренландией и Скандинавией. Точность съемки около $\pm 2,5$ мгл достигнута за счет следующих методических усовершенствований:

а) применена система непрерывного отслеживания кросс-каплинга;

б) в гироплатформе использованы высокочувствительные горизонтальные акселерометры как датчики вертикали, а в цепи обратной связи применена аналоговая вычислительная машина;

в) координирование съемки обеспечено спутниковой системой навигации.

2. Детальная гравиметрическая съемка в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов" показывает, что в секторе Атлантики между Исландией и зоной Ян-Майенского разлома преобладают положительные аномалии в свободном воздухе амплитудой в среднем около +40 мгл. Эта аномалия характерна не только для Исландского плато, но и для глубоководной Норвежской котловины. Региональная положительная аномалия подтверждается на большом числе регулярно расположенных профилей. Показано, что эта аномалия не может быть объяснена совместным влиянием топографии и ее изостатической компенсации. Положительная аномалия столь большой протяженности может быть порождена поднятием вещества с глубин несколько сот километров.

3. Положительная (относительно регионального уровня) аномалия над рифтовым хребтом Кольбейнсей коррелирует с его топографией, и ее можно объяснить в рамках изостатической модели.

4. Минимум изостатических аномалий над Ян-Майенским глыбовым хребтом подтверждает сейсмические, магнитные и геологические данные в пользу континентальной природы хребта. Гравиметрическая съемка показала, что хребет продолжается к югу примерно до 66° с.ш., где он почти полностью засыпан осадками.

5. Узкая полоса отрицательных (относительно регионального уровня) аномалий посреди котловины Норвежского моря, вероятно, указывает на древний рифт.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 1971 и 1973 гг. в 10-м и 15-м рейсах нис "Академик Курчатов" в рамках геолого-геофизических исследований морской части Исландской экспедиции были проведены геотермические исследования к югу и к северу от Исландии. Новые данные вместе с ранее неопубликованными результатами геотермических исследований, выполненных на американском нис "Вима", значительно дополняют картину распределения теплового потока в этом районе Мирового океана (рис. 47, табл. 10).

В 10-м рейсе нис "Академик Курчатов" измерения геотермического градиента проводились прибором ПТГ-3м (Любимова и др., 1973). Два датчика этого прибора крепились на штыревом зонде длиной 1,5 м, диаметром 15 мм, на расстоянии 1,3 м друг от друга. Коэффициент теплопроводности определялся по пробам, полученным пробоотборником, находившемся на штыре.

В 15-м рейсе нис "Академик Курчатов" применялся термоград (Gerard e.a., 1962) с пятью термисторами, смонтированными на шестиметровой геологической трубке. Теплопроводность осадков измерялась методом игольчатого зонда (Von Herzen, Maxwell, 1959), после того как колонка осадков достигала лабораторной температуры. Данные о теплопроводности корректировались с учетом условий на дне (Ratcliffe, 1960). Остановимся более подробно на некоторых моментах, связанных с процедурой расшифровки получаемых термоградом данных. Запись информации в этом приборе производится на 70-миллиметровую фотопленку. При дешифровке запись увеличивается в 3—4 раза, каждая трасса, соответствующая показаниям термистора, оцифровывается и заносится на перфокарту для даль-

Таблица 10

Результаты измерений теплового потока в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов"

Станция	Координаты		Глубина, м	Число датчиков в осадках	Количество измерений теплопроводности, К	Градиент, °С/м	Теплопроводность, Вт/м ² ·°С	Тепловой поток		Датчики термомозонда
	с.ш.	з.д.						МВт/м ²	10 ⁻⁶ кал/см ² ·с	
1317	52°49,9'	39°59,6'	4260	4	15	0,082	1,031	84,4	2,01	P ₁ -P ₄
1319	52 47,1	38 55,6	4101	5	7	0,103	0,959	98,8	2,35	P ₁ -P ₅
1321	52 49,0	37 43,0	3860	5	7	0,093	1,044	97,2	2,31	P ₂ -P ₅
1322	52 20,6	36 21,6	3820	5	8	0,081	0,865	70,6	1,68	P ₁ -P ₅
1325	52 43,4	35 47,4	3760	4	6	0,155	0,817	127,2	3,03	P ₁ -P ₄
1329	52 41,8	33 45,8	4300	3	8	0,316	0,873	276,0	6,57	P ₁ -P ₃
1331	52 33,2	32 22,0	4100	4	11	0,049	1,115	54,1	1,3	P ₂ -P ₄
1333	60 07,8	33 17,5	3072	5	7	0,102	0,875	88,9	2,12	P ₂ -P ₅
1335	59 22,8	33 17,5	2680	3	6	0,101	1,006	101,9	2,42	P ₂ -P ₃
1336	58 56,7	32 21,6	2040	5	5	0,029	0,878	25,2	0,6	P ₁ -P ₅
1337	58 38,6	31 55,5	1664	5	6	0,046	0,842	39,2	0,93	P ₁ -P ₅
1339	57 21,9	29 31,2	2500	5	5	0,034	0,851	28,9	0,69	P ₃ -P ₅

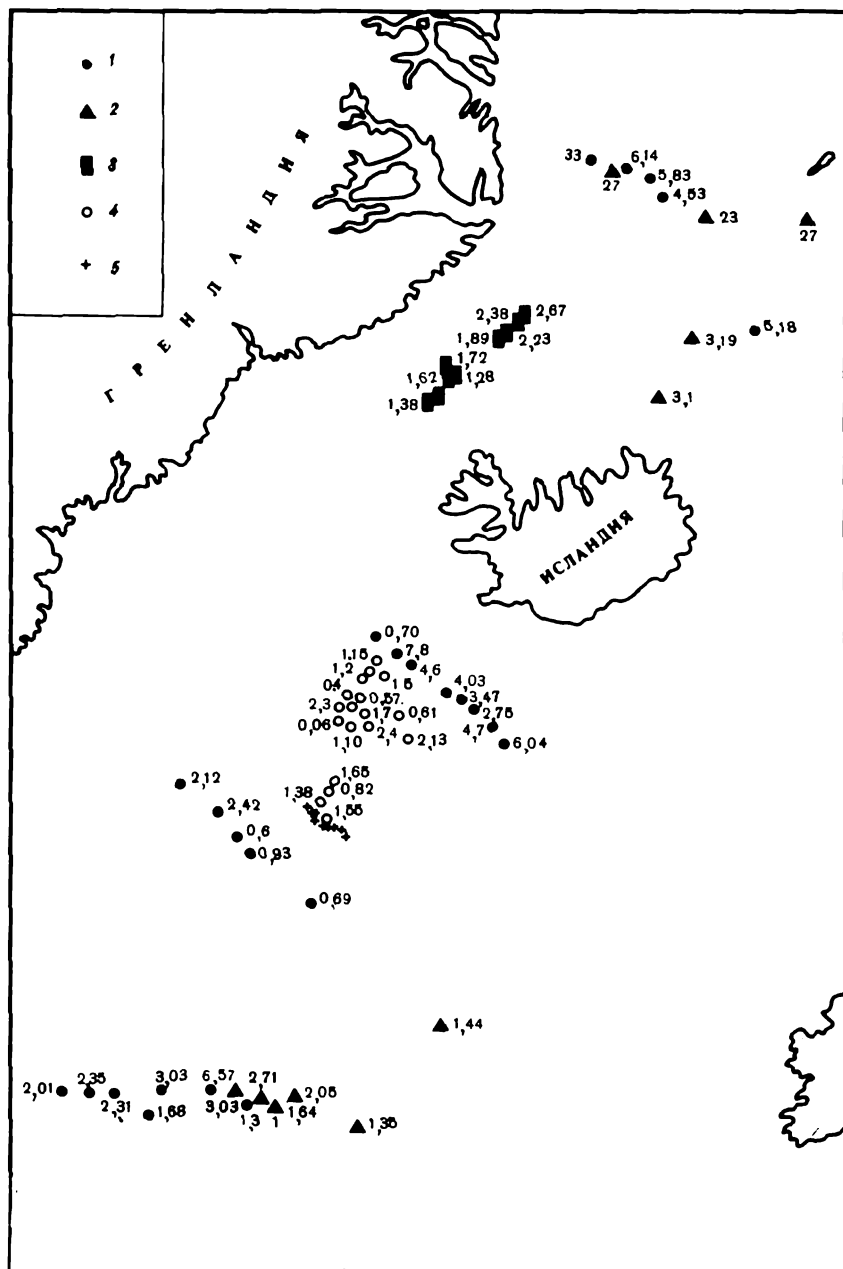


Рис. 47. Схема геотермической изученности области Исландии

1 — 10-й и 15-й рейсы нис "Академик Курчатов"; 2 — нис "Вима"; 3–5 — по данным: 3 — А. Лахенбруха (Lachenbruch, Marshall, 1968), 4 — М.Г. Лангсета (Talwani e.a., 1971), 5 — Хорай (Horai e.a., 1970)

нейшей обработки на ЭВМ. Смещения могут быть замерены с точностью в несколько сотых мм. Сопротивление каждого термистора определяется сравнением с сопротивлением прецизионного резистора.

При внедрении в осадки датчик довольно сильно нагревается. К концу измерений (в нашем случае около 10 мин) он еще не полностью приходит в тепловое равновесие с окружающими осадками и необходимо экстраполировать полученные данные к равновесному состоянию. При этом используется теория охлаждения цилиндра в бесконечной среде (Jaeger, 1956). Если параметр $\tau = \frac{kt}{r^2} > 1,5$,

то выражение

$$\frac{T(t) - T_m}{T_0 - T_m} \approx \frac{1}{2a\tau} - \frac{1}{4a^2\tau^2} \left[a + (a-2) \left(\ln \frac{4\tau}{\beta} - 1 \right) \right],$$

где k — теплопроводность осадков; t — время после внедрения в осадки; c ; r — радиус зонда; $a = 2\lambda r^2 \rho c / s$; ρ и c — плотность и теплоемкость осадков; s — тепловыделение на единицу длины зонда; $\beta = 1,781$, достаточно точно описывает температуру $T(t)$ цилиндрического зонда, охлаждающегося от начальной температуры T_0 до температуры среды T_m . Для стального корпуса датчика радиусом 0,16 см $\tau = 0,04$ и $a \approx 2$; т.е. через 45 с после установки датчика в осадки данное уравнение становится справедливым, а через 2 мин с достаточной степенью точности можно записать

$$\frac{T(t) - T_m}{T_0 - T_m} \sim \frac{1}{2a\tau}.$$

Графическое решение этого уравнения (строится график зависимости T от $\frac{1}{t}$) используется для определения равновесной температуры для каждого датчика. Наряду с измерением теплового потока на каждой станции изучался температурный разрез водной толщи. Абсолютная точность определения температуры воды $\pm 0,01^\circ\text{C}$ в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов" была установлена из сравнения данных, полученных термографом с гидрологическими измерениями. Глубина, на которой проводилось измерение температуры воды, определялась с помощью датчика давления. Ошибка измерения на глубине 2000 м над дном оценивалась ± 15 м.

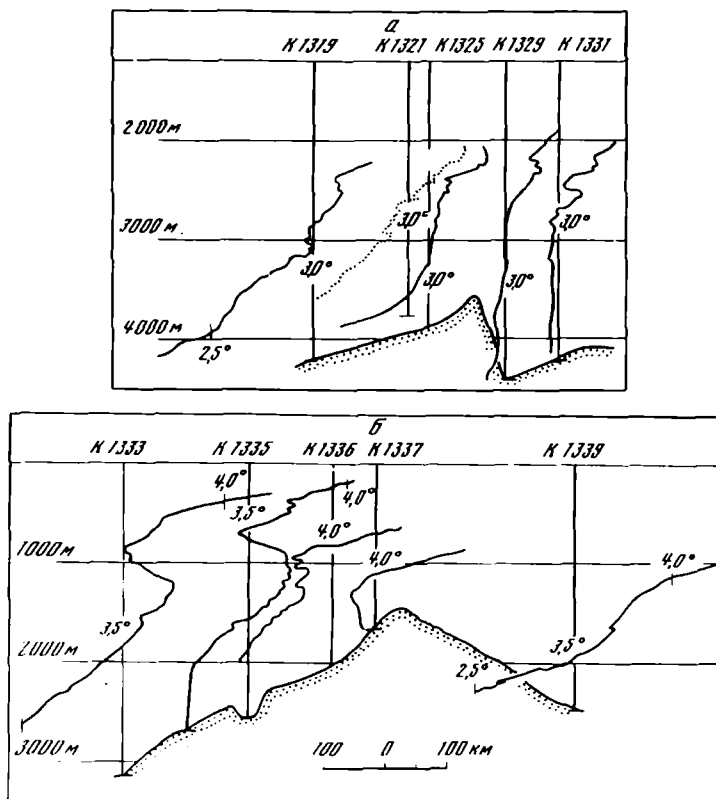
ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ЗОНЕ РАЗЛОМА ГИББСА И НА ХРЕБТЕ РЕЙКЬЯНЕС

В июле–августе 1973 г. в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов" было сделано 12 измерений теплового потока. Семь из них в зоне разлома Гиббса (рис. 47). В результате этих исследований, а также исследований, проведенных в сентябре 1973 г. с американского судна "Вима", удалось получить серию достаточно надежных измерений вдоль оси трансформного разлома с большой амплитудой смещения оси хребта. Кроме того, более полно выявлена тепловая структура водных масс в зоне разлома.

Остальные пять измерений были сделаны на траверзе, перпендикулярном оси хребта, примерно на 59° с.ш. (рис. 47). Этот траверз планировался для дальнейшего изучения теплового потока на срединных хребтах и в областях с варьирующей температурой придонной воды, а также для проверки сделанных ранее измерений (Talwani et al., 1971; Norai et al., 1970; Любимова и др., 1973). Кроме того, исследовалась связь теплового потока с местоположением станции на срединном хребте, с мощностью осадков в районе измерений.

Зона разлома Гиббса

Измерения к западу от пересечения зоны разлома с осью хребта Рейкьянес (К 1317, К 1319, К 1321, К 1322) свидетельствуют об относительно однородном тепловом потоке с интенсивностью около 90 МВт/м^2 , который примерно на 50% выше среднемирового значения. Самая западная станция (К 1317) характеризуется наиболее низким значением теплового потока, измеренным в северном желобе к западу от оси хребта Рейкьянес. Единичное значение теплового потока, измеренное в южном желобе примерно в 65 км к югу от пересечения оси хребта с зоной разлома, очень близко к среднемировому. Измерение несколько южнее пересечения в северном желобе (К 1325) дало величину 127 МВт/м^2 . Наиболее вы-



Р и с. 48. Температурные профили в толще воды

а – разлом Гиббса; б – хребет Рейкьянес; рельеф дна дан схематически; температура воды в градусах Цельсия

сокий тепловой поток (примерно в 5 раз выше нормального) получен на станции К 1329 в северном желобе примерно в 100 км к востоку от пересечения с хребтом Рейкьянес. Наиболее восточная станция К 1331 расположена в узкой V-образной долине с маломощным налетом осадков на дне. Температурный профиль в осадках свидетельствует о возможных локальных возмущениях теплового потока. Анализ положения этой станции, а также структуры водных масс в этом районе позволяют прийти к заключению о возможных локальных возмущениях теплового потока, включающих вынос тепла через стенки долины циркулирующей воды.

Сравнение температурных профилей в осадках и в воде (рис. 48) свидетельствует о сравнительно недавнем изменении температуры придонной воды в западной части зоны разлома. В районе станции К 1319 наблюдался тонкий слой (до 200 м) холодной придонной воды, минимальная температура которого ($2,2^{\circ}\text{C}$) значительно ниже (примерно на $0,15^{\circ}\text{C}$), чем можно ожидать из экстраполяции к поверхности дна измерений температур в осадках. Линейность температурного градиента в осадках и небольшая глубина верхнего датчика свидетельствуют о том, что понижение температуры придонной воды произошло не более чем за две недели до измерений. В противоположность этому температуры придонной воды на станциях К 1317 и К 1322 очень близки к среднему значению, полученному экстраполяцией измерений в осадках.

Станция К 1325 к югу от оси хребта Рейкьянес расположена лишь несколько западнее локального поднятия в рельефе дна в северном желобе. Здесь наблюдается тонкий придонный слой значительно более холодной воды, чем на станциях к востоку от поднятия, служащего, вероятно, порогом для холодных вод. Вероятно, этот холодный водный слой является нестационарным, так как экстраполяция

данных измерений градиентов в осадках показала, что в среднем придонный слой примерно на $0,35^{\circ}\text{C}$ теплее, чем в момент наших измерений.

Сравнение температурных профилей в воде на станции К 1322 в южном желобе и на станции К 1325 в северном желобе, расположенных примерно на одной долготе, говорит о том, что хребет между этими желобами ниже 2500 м разделяет гидрологически различные водные массы. Более теплые воды в северном желобе связаны с известным интенсивным потоком более соленых вод Норвежского моря с востока на запад (Worthington, Volkman, 1965). В южном желобе поток менее интенсивен или отсутствует. Интенсивность потока в северном желобе, вероятно, зависит от внедрения холодных вод Северной Атлантики в западную часть желоба. Во время наших работ мы наблюдали скорее всего максимально возможное проникновение на восток этих холодных вод.

Хребет Рейкьянес

Пять станций (К 1333, К 1335—1337 и К 1339) образуют протяженный профиль через хребет Рейкьянес (рис. 47). На всех графиках видны значительные изменения градиента с глубиной. В двух случаях, на станциях К 1335 и К 1337, температуры в осадках на глубине до 3 м от поверхности дна значительно ниже, чем в придонном слое воды в момент измерения. Измерения, выполненные на хребте севернее в 1966 г. (Taiwaní e.a., 1971), показали очень сходные изменения в градиентах температур. Было высказано предположение, что эти изменения являются результатом относительно больших (до $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$) годовых вариаций температуры придонной воды. Если из наблюдаемых значений градиентов вычесть градиент, обусловленный глубинным тепловым потоком, то получим картину распределения температурной волны в осадках. Наши исследования свидетельствуют о том, что в данном районе поверхностные температурные флуктуации практически затухают на глубинах 2,5—3 м от поверхности дна. Видно, что в районе наших станций годовые вариации температуры имеют меньшую амплитуду ~ около $0,3\text{--}0,35^{\circ}\text{C}$. Если мы имеем дело с температурной волной, то можно говорить, что на разных станциях эта волна имеет различную фазу. Так, в районе станции К 1333 во время измерений температура поверхности осадков была, по-видимому, минимальной, а на станциях К 1335 и К 1337 она была близка к максимуму.

Измерение температур в слое воды над станциями проводилось во время подъема и спуска прибора. Глубина каждого замера определялась с не очень высокой точностью, особенно на уровнях выше 1000 м от дна. Однако интересно рассмотреть даже качественные характеристики профилей. На западной части хребта в толще воды хорошо прослеживается температурная инверсия. Минимум между 1000 и 1500 м сформирован относительно слабо солеными водами моря Ирмингера, перекрывающими более соленые воды Норвежского моря. Температурный минимум менее заметен на станции К 1337, вблизи оси хребта и совсем не прослеживается на восточном фланге. Интересно отметить, что на станциях К 1335 и К 1337, где во время измерений обнаружены более высокие температуры придонной воды, наблюдается достаточно мощный придонный изотермический слой. В то же время на станциях, где температура придонного слоя в августе 1973 г. была ниже среднего значения, наблюдаются значительные отрицательные градиенты. Профили температуры и солености в водной толще к западу от хребта имеют очень сложную структуру см. рис. 48). Значительные вариации в скоростях и направлениях течений на хребте могут быть причиной значительных температурных изменений в осадках, наблюдаемых в августе 1973 г.

Для определения геотермического градиента брались значения наиболее глубоко установленных датчиков, и данные, приведенные в табл. 10, вероятно, наилучшим образом отражают глубинный тепловой поток.

Измерения на двух станциях, расположенных очень близко к оси хребта (К 1336 и К 1337), дали величины теплового потока значительно более низкие, чем среднемировое значение. Известно, что мантия, подступающая к поверхности вблизи оси хребта, является аномально горячей, так что полученные низкие значе-

ния не могут давать информации о глубинном тепловом потоке. Сходные низкие значения теплового потока обнаружены ранее севернее, на хребте Рейкьянес. Сейчас хорошо установлено, что неожиданно низкие значения теплового потока вблизи оси хребта свидетельствуют о том, что кондуктивные компоненты теплового потока составляют лишь незначительную часть общего выноса тепла. Главная часть тепла, вероятно, выносится за счет циркуляции воды в верхней части океанической коры. Относительно низкое значение теплового потока $28,9 \text{ МВт/м}^2$ на восточном фланге хребта было показано в центре мощной пачки осадков (около 800 м) и в 7 км от резкого сброса с обнажением пород фундамента. Это измерение было выполнено в 180 км к юго-востоку от оси хребта, и на основании скорости спрединга 1 см/год возраст океанической коры в этом районе оценивается в $18 \cdot 10^6$ лет. Теоретическая зависимость теплового потока от возраста литосферной плиты (Sclater, Francheteau, 1970; Сорохтин и др., 1974) предсказывает величины теплового потока, в 2–3 раза превосходящие измеренные. Вероятно, здесь мы вновь сталкиваемся с приповерхностным искажением теплового потока за счет циркуляции водных масс, долгопериодных вариаций (> 1 года) температуры придонной воды, большой скорости осадконакопления и др. Следует отметить, что точка попадает в область более низких скоростей спрединга, расположенную к северу от Азор между 13-й и 5-й магнитными аномалиями (Talwani e.a., 1971). Возможно, что для этой области характерны более низкие значения теплового потока.

Измерения на станциях К 1333 и К 1335 на западном фланге хребта дали значение теплового потока выше среднемирового и близкое к ожидаемому по модели охлаждающейся литосферной плиты. Однако по данным НСП измерения расположены вблизи выходов коренных пород и не вполне ясно, почему тепловой поток здесь менее подвержен искажающему влиянию перечисленных выше факторов.

Пять измерений теплового потока на южной оконечности хребта Рейкьянес свидетельствуют о сложном распределении температур в осадках. Картина во многом аналогична наблюдаемой севернее. Измерения температур на глубинах менее 2,5–4 м от поверхности дна выявляют значительные вариации в температуре придонной воды во времени. Эти вариации могут быть объяснены годовыми колебаниями с амплитудой от 0,3 до 0,4°C. Однако эта интерпретация не является единственной. Измерения, проведенные в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов", подтвердили сделанный ранее вывод (Talwani e.a., 1971) о том, что к югу от Исландии (в частности, на хребте Рейкьянес) измерения, сделанные на глубинах меньших 2,5–3 м, вероятно, не дают достоверных сведений о глубинном тепловом потоке. Измерения ниже 2,5 м являются более достоверными, однако во многих местах, в частности вблизи от оси хребта, они могут отражать лишь незначительную часть глубинного потока тепла. Тепло в этих областях может выноситься в значительной мере циркуляцией воды через достаточно проницаемую верхнюю часть коры.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК К СЕВЕРУ ОТ ИСЛАНДИИ

К северу от Исландии геотермические исследования проводились А. Лакенбрухом и Б. Маршаллом (Lachenbruch, Marshall, 1968), в 10-м рейсе нис "Академик Курчатов" (Любимова и др., 1973) и в 27-м и 30-м рейсах нис "Вима" (Langseth, Zelinski, 1976).

Как уже отмечалось, в 10-м рейсе нис "Академик Курчатов" измерение проводилось с помощью короткого зонда (1,5 м). Однако для этого района характерным является сложное изменение температур в водной толще и активные придонные течения, которые, по крайней мере в пределах Исландского плато, играют существенную роль в переносе рыхлых осадков (Johnson e.a., 1971). Можно думать, что результаты измерений с коротким зондом отражают только общую тенденцию в распределении теплового потока, не давая правильного представления

о его глубинной составляющей. Наиболее достоверными в этом районе следует считать измерения, выполненные с использованием более длинных грунтовых трубок. Остановимся на результатах измерений, выполненных на нис "Вима" с применением описанной выше методики.

Четыре измерения выполнены на Исландском плато. Исландское плато, расположенное к северу от островного шельфа Исландии, ограничивается с севера Ян-Майенской трансформной зоной разлома, с запада хребтом Кольбейнсей; с востока протяженный склон отделяет Исландское плато от зоны изолированных подводных гор и гребней центральной части Норвежской ападины.

Основные формы рельефа Исландского плато главным образом ориентированы в северном или север-северо-восточном направлении. На расстоянии 25–30 миль к востоку, параллельно хребту Кольбейнсей, протягивается небольшой уступ высотой около 250–300 м. Наиболее четко уступ выражен между 68 и 70° с.ш. Южнее 68° высота уступа уменьшается и он исчезает. Севернее 70° с.ш. край уступа резко приподнимается, а сам уступ имеет вид асимметричного гребня с более высоким восточным склоном (Беляев, 1975). Этот уступ отделяет хребет Кольбейнсей от Исландского плато. В районе уступа сделаны два измерения теплового потока (27-й рейс нис "Вима"). Южная станция (3,19) выполнена у подножия уступа, северная (2,3) – на восточном склоне хребта Кольбейнсей, к западу от уступа. Полученные данные свидетельствуют о том, что хребет Кольбейнсей отделяется от Исландского плато геотермически активным разломом.

Станция 3,1 выполнена на Исландском шельфе (30-й рейс нис "Вима"). Основываясь на данных НСП, можно предположить, что эта станция расположена на восточном продолжении трансформного разлома, смещающего ось хребта Кольбейнсей вблизи Исландии. Станция 2,7 (30-й рейс нис "Вима") выполнена на севере Исландского плато. В районе станции плато практически выклинивается и происходит сочленение разломов, отделяющих хребты Кольбейнсей и Ян-Майенский от Исландского плато. Рассмотренные данные вместе с результатами измерений теплового потока в 10-м рейсе нис "Академик Курчатов" свидетельствуют о высоком энергетическом потенциале Исландского плато.

КОРЕННЫЕ ПОРОДЫ ДНА

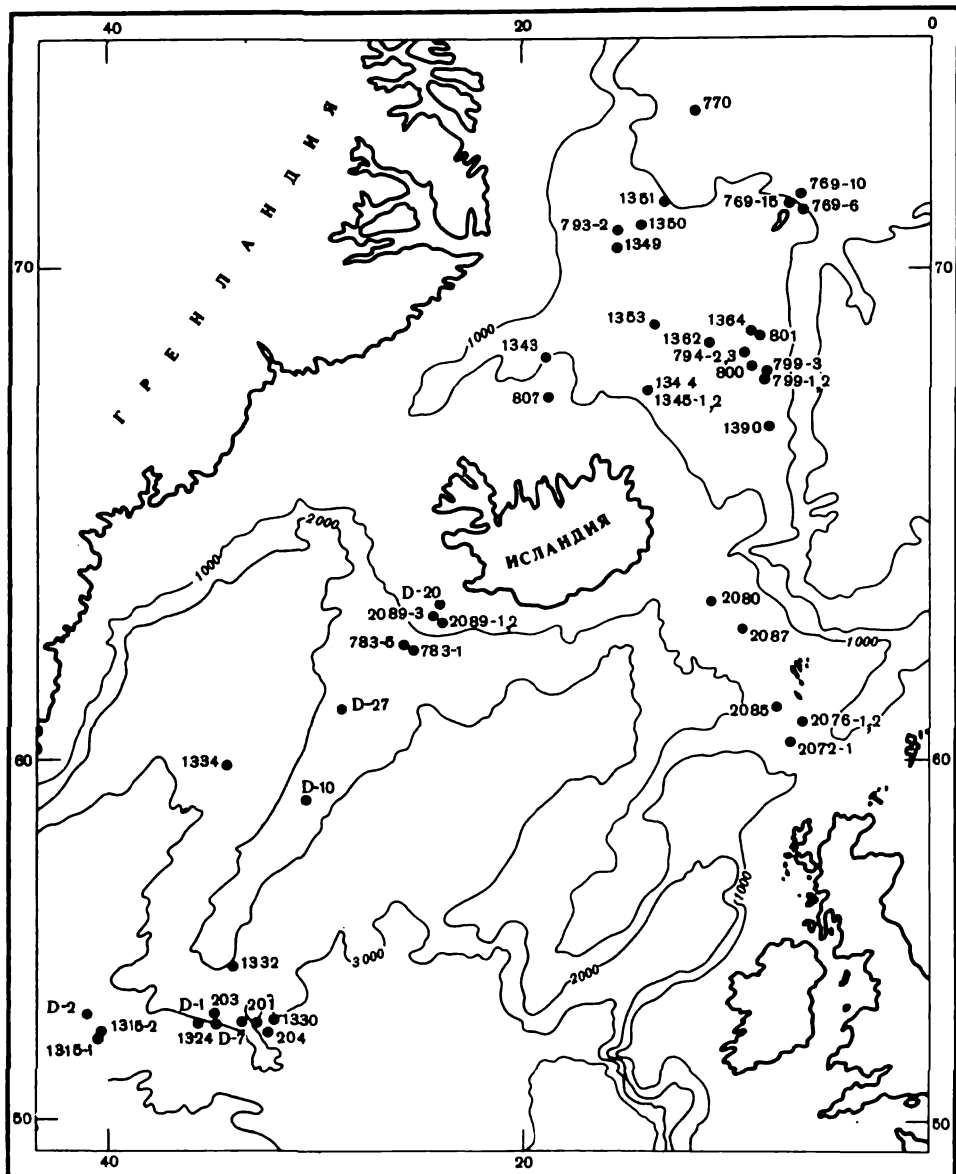
Исследование коренных, в особенности магматических, пород дна Северной Атлантики представляет интерес не только в связи со сложностью структурно-тектонического строения, но и потому, что этот регион находится в пределах хорошо известной Британо-Арктической, или Тулеанской, вулканической провинции (Тернер, Ферхуген, 1961). Сюда относятся третичные изверженные породы, главным образом базальтовые лавы восточного побережья Гренландии, Исландии, Гебридско-Ирландского региона, а также островов Фарерских, Ян-Майена, Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Таким образом, район Северной Атлантики дает прекрасную возможность сопоставить вулканизм различных структурно-тектонических зон океанского ложа с пространственно сопряженной классической ассоциацией толеитовых и щелочно-базальтовых магматических пород континентальных окраин и океанических островов.

Исследование коренных пород дна Северной Атлантики проводилось в течение ряда лет. Изученность этого региона показана на рис. 49, из которого видно, что работами зарубежных исследователей были охарактеризованы зоны разлома Гиббса и хребта Рейкьянес. В советских экспедициях (10-й и 15-й рейсы нис "Академик Курчатов" и 26-й рейс нис "Михаил Ломоносов") были изучены и другие важнейшие структуры дна, такие, как Фарерско-Исландский порог, хребет Кольбейнсей, Исландское плато и зона Ян-Майенского разлома. Во время этих экспедиций драгами была собрана большая коллекция образцов магматических и осадочных пород дна, результаты изучения которой и составляют основное содержание данной главы.

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Породы зоны разлома Гиббса

В 1960–1970 гг. в экспедициях на французском нис "Жан Шарко" и канадском нис "Хадсон" были проведены детальные батиметрические исследования зоны разлома Гиббса и на четырех станциях драгировками и бурением с помощью автономного гидростатического бура получены образцы коренных магматических пород (Hekinian, Aumento, 1973). Преобладающая часть полученного материала была представлена базальтами, среди которых по петрографическому и химическому составам были выделены три разновидности: пироксеновые (станции D-2, 203 и 204, см. рис. 49), плагиоклазовые (станции D-3 и 204) и высокоглиноземистые толеиты (станция D-2). К первой разновидности авторы отнесли афировые породы, которые в полнокристаллических разностях офитовой структуры состоят из призматических кристаллов пироксена, ксеноморфных лейст плагиоклаза (An_{54-57}) и мелких зерен оливина и титаномagnetита, присутствующих в акцессорных количествах. Вторая разновидность отличается от первой наличием микрофенокристаллов плагиоклаза (An_{56-69}) размером до 2 мм в поперечнике. В высокоглиноземистых толеитах помимо микрофенокристаллов того же состава наблюдаются настоящие фенокристаллы битовнита (An_{74-84}), имеющие



Р и с. 49. Местоположение станций, на которых были драгированы коренные магматические и осадочные породы

2072–2089–26-й рейс нис "Михаил Ломоносов"; 769–807 и 1315–1390 – 15-й, 10-й рейсы нис "Академик Курчатов" соответственно; D-7 – D-27 – по данным Г. Кампси (Campsie е. а., 1973); остальные – по данным Р. Хекиниана (Hekiniana, Aumento, 1973)

размеры от 2,5 до 8,6 мм и в отдельных образцах составляющие до 22,5% от общего объема породы. Изменения в минералогическом составе пород сопровождаются увеличением содержания Al_2O_3 от 14 до 17%, и, как полагают авторы рассматриваемой работы, образование данной серии базальтов может быть связано с процессом дифференциации единой толеитовой магмы в результате фракционирования кристаллов плагиоклаза.

Многие образцы базальтов, изученных Р. Хекинианом и Ф. Аументо, несут признаки зеленокаменного перерождения. Обычно эти изменения проявлены слабо и лишь в некоторых образцах достигают значительной степени, однако даже в этом случае первичные текстурно-структурные особенности пород полностью сохраняются.

Кроме базальтов и зеленокаменных пород на станциях D-2 и 203 были драгированы образцы серпентизированных и милонитизированных перидотитов, а на станции 201 был отбурен керн выветрелого двупироксенового габбро.

В 1971 г., во время работы нис "Линч" на хребте Рейкьянес одна из драгировок была проведена в зоне сочленения северного трога зоны разлома Гиббса с рифтовым ущельем хребта (Campsie e. a., 1973). Здесь было поднято большое количество фрагментов подушечных лав, сложенных микропорфировыми толеитовыми базальтами, в которых наблюдается следующий порядок кристаллизации: оливин — плагиоклаз (Ap_{58-62}) — плагиоклаз + клинопироксен.

В 15-м рейсе нис "Академик Курчатов" драгировки в пределах зоны разлома Гиббса были проведены на пяти станциях. На всех станциях основную долю поднятого каменного материала составлял материал эвритического происхождения, о присутствии которого вскользь упоминалось и предыдущими исследователями. В составе этого материала резко преобладают разнообразные граниты и гнейсы. В меньших количествах присутствуют песчаники, сланцы, мраморы, кварциты, кварц, алевролиты, известняки, габброиды и базальты. Среди этих пород, как правило, трудно найти две разновидности, похожие друг на друга по окраске, составу и структурно-текстурным особенностям. Встречаются они в виде хорошо окатанных валунов и галек (некоторые с четкими следами ледниковой штриховки), и в виде угловатых глыб и обломков. Последние в большинстве случаев имеют отдельные заглаженные углы, грани или поверхности, и иногда удается установить, что по крайней мере часть этих обломков образовалась в результате растрескивания более крупных валунов и галек.

Подавляющая часть описываемых пород с поверхности покрыта пленками и тонкими корочками железо-марганцевых окислов. Толщина корочек и интенсивность окраски пленок заметно варьируют. Часто можно наблюдать случаи, когда одна поверхность гальки почти чистая, а другая покрыта смоляно-черной корочкой толщиной до 1 мм. Попадают и совершенно чистые гальки. На наш взгляд, подобные особенности свидетельствуют о малой подвижности осыпей, с которых были подняты эти породы, и о том, что материал осыпей привносился в разное время.

Обломки пород, которые по совокупности характеризующих их признаков могли быть связаны с коренными обнажениями на дне, были обнаружены только на двух станциях из пяти. На станции 1324 они представлены двумя группами пород. К первой относятся мелкие фрагменты шаровых и подушечных лав со стекловатой коркой закаливания. При петрографическом изучении среди них выделены две разновидности. Одна из них содержит гломеропорфировые выделения оливина и плагиоклаза (Ap_{70-76}), погруженные в стекловатую основную массу с участками вариолитовой структуры, в другой во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз (Ap_{60-75}) и клинопироксен. Первую разновидность можно сопоставить с базальтами, описанными на станции D-7 (Campsie e. a., 1973), а вторая, вероятно, является аналогом пироксеновых толеитов (Hekinian, Aumento, 1973).

Другая группа пород со станции 1324 представлена мелкой остроугольной щебенкой зеленокаменно измененных толеитовых базальтов. Ассоциация вторичных минералов в этих породах представлена хлоритом, актинолитом, альбитом, кварцем и биотитом, однако в большинстве образцов одновременно с ней присутствуют реликты первичных минералов (плагиоклаза и клинопироксена), а также сохраняется порфировый характер структуры исходных пород. В одном образце наряду с этим наблюдалось развитие радиально-лучистых агрегатов цеолита в миндалинах.

Аналогичная ассоциация толеитовых базальтов и возникших по ним зеленокаменных пород была обнаружена среди фрагментов коренных обнажений и на станции 1330. Здесь были драгированы гораздо более крупные обломки и две глыбы размером до $35 \times 30 \times 20$ см, с поверхности покрытые черной сажистой коркой железо-марганцевых окислов толщиной в 3—4 мм. Петрографическое изучение образцов показало, что среди них могут быть выделены те же самые разновидности пород, что и на станции 1324. Различие заключается в том, что среди пород станции 1330 наблюдается большое количество интенсивно выветрелых обломков, и, кроме того, пироксеновые и оливин-плагиоклазовые толеиты этой станции разнообраз-

нее по своим текстурно-структурным особенностям. В них помимо стекловатой наблюдаются также интерсертальные и долеритовые структуры основной массы и переходы от массивных текстур к флюидальным. Другим и, пожалуй, наиболее важным отличием ассоциации пород станции 1330 является то, что среди них было обнаружено несколько мелких обломков серпентинитов. Все они разложены до дрезвянистого состояния и, как показало изучение шлифов, состоят из бурой, ожелезненной массы серпентинита с редкими реликтами зерен ромбического пироксена.

Породы хребта Рейкьянес

Наибольший объем драгировок в пределах хребта Рейкьянес был произведен в экспедиции нис "Триден" в 1971 г., когда в 26 точках была исследована осевая зона хребта в районе между 60° и 64° с. ш. Результаты изучения пород, полученных в этой экспедиции, к сожалению, весьма кратко отображены только в одной статье (Schilling, 1973). По данным этой работы, драгированные лавы, с петрографической точки зрения, являются типичными подводными тонкозернистыми пористыми базальтами порфировой структуры с переменными количествами фенокристаллов плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Основная масса пород состоит из тех же компонентов и мелких выделений непрозрачного рудного минерала. В статье отмечается, что присутствие вкрапленников клинопироксена, в целом малохарактерных для базальтов срединно-океанических хребтов, является отличительной чертой базальтов хребта Рейкьянес и что количество этого минерала в модальном составе пород направленно увеличивается по мере приближения к Исландии.

Согласно еще одному сообщению (Campsie et al., 1973), в трех других точках осевой зоны хребта Рейкьянес, две из которых были расположены в районе исследований нис "Триден", а одна — южнее, также были получены аналогичные пироксен-плагиоклазовые толеитовые базальты.

Работы советских экспедиций были сосредоточены в двух районах хребта Рейкьянес. В 26-м рейсе нис "Михаил Ломоносов" и в 10-м рейсе нис "Академик Курчатов" были проведены драгировки на северном окончании хребта, в области его приращения к шельфу Исландии. Здесь на пяти станциях (рис. 49), помимо большого количества материала, связанного с ледовым разномом, были драгированы фрагменты шаровых и подушечных базальтовых лав. Эти лавы обладают порфировой и интерсертальной структурами; основная масса в них обычно гиалиновая или микролитовая. В порфировых выделениях, которые часто имеют агрегатный характер, наблюдаются оливин, плагиоклаз (Al_{54-60}) и моноклинный пироксен. Эти же минералы вместе с непрозрачными зернами рудного слагают и основную массу пород. Плагиоклаз во вкрапленниках иногда обнаруживает четкую зональность, причем состав внешних зон (Al_{47-52}) соответствует составу плагиоклаза в основной массе.

Кроме явно коренного или явно эрратического материала в данном районе хребта Рейкьянес на станции 783-5 было драгировано значительное количество обломков и щебенки неясного происхождения.

По составу среди этих пород можно выделить андезит-базальты, андезиты, базальты и туфы трахиандезитов. С одной стороны, остроугольный характер обломков и относительная свежесть их поверхностей позволяют предполагать их коренное происхождение; с другой стороны, расположение этой станции в непосредственной близости от Исландии, где породы такого состава развиты достаточно широко, дает возможность относить эти образцы и к продуктам ледового разноса.

Еще одна из драгировок, проведенных в 15-м рейсе нис "Академик Курчатов", располагается в районе южного окончания хребта Рейкьянес. Здесь среди большого количества материала ледового разноса был обнаружен единственный образец, вероятно, имеющий местное происхождение. Этот образец имеет острые углы и грани и обладает характерной клиновидной формой, типичной для фрагментов подушечных и шаровых лав. С петрографической точки зрения, это афировый, очень тонко-

зернистый, полнокристаллический базальт, состоящий из призматических кристаллов пироксена и мелких лейст плагиоклаза. По агрегату этих минералов, имеющему офитовую структуру, местами развит вторичный хлорит в виде небольших по размерам пятен округлых очертаний.

Породы хребта Кольбейнсей

Хребет Кольбейнсей (или Исландский хребет) в геологическом отношении изучен весьма слабо, и поэтому в экспедициях 10-го и 15-го рейсов нис "Академик Курчатов" исследованию этого района было уделено значительное внимание. Большая часть драгировок была проведена в районе северного окончания хребта. Самая северная станция драгирования 1351 располагалась в верхней части склона банки Эггвин, находящейся в зоне сочленения хребта Кольбейнсей со структурой зоны Ян-Майенского разлома. Коренные породы с этой станции представлены довольно многочисленными фрагментами пористых подушечных лав, очень свежих, с блестящими корками смоляно-черного стекла на закаленных поверхностях. Лавы состоят из бурой, слабо девитрифицированной стекловатой субстанции, в которую погружены мелкие (0,05–1,0 мм), четко ограненные микрофенокристы оливина. Вкрапленники распределены в массе стекла неравномерно и часто образуют гломеропорфировые скопления, в одном из которых наряду с оливином наблюдались ксеноморфные таблички основного плагиоклаза.

Южнее, на станции 1350, расположенной на гребне борта рифтового ущелья, были драгированы многочисленные фрагменты подушечных лав и базальтовых катаклизмов. Все образцы подушечных лав однородны по внешнему облику и составу и заметно изменены с поверхности. Изменения выражаются в осветлении пород и в появлении черно-бурых пленок и потеков. По данным микроскопического исследования, — это афировые мелкопористые базальты с долеритовой и интерсертальной структурами. Состоят они из редких изометричных зерен оливина (около 3% от общего объема), лейст плагиоклаза (Ap_{60-64}), призматических зерен клинопироксена и девитрифицированного стекла. Последнее составляет 35–40% вещества пород и значительно обогащено рудным минералом. Местами стекловатая субстанция замещается хлоритом, который развивается в виде пятен и прожилков неправильной формы.

Базальтовые катаклазиты станции 1350 состоят из обломков базальтов того же состава, сцементированных карбонатно-глинистым цементом. Обломки базальтов разной размерности обычно имеют закругленные грани, а на некоторых из них отчетливо видны зеркала скольжения.

На станции 793-2, также расположенной в пределах рифтовой зоны хребта, драгой были подняты два типа базальтов. Резко преобладают плотные, мелкопористые, афировые породы, являющиеся фрагментами подушечных лав. Они состоят из лейст основного плагиоклаза, ксеноморфных по отношению к ним зерен клинопироксена и оливина, и интерстициальной массы, представленной хлоритизированным и палагонитизированным стеклом с мелкой вкрапленностью рудного минерала. Другой тип базальтов с этой станции представлен пористыми породами порфировой структуры. Преобладающими минералами вкрапленников этих пород является основной плагиоклаз, наряду с которым присутствуют также оливин и авгит. Основная масса имеет гиалиновую, микролитовую или долеритовую структуру и содержит большое количество микролитов клинопироксена.

Породы станции 1349, последней из северной группы, характеризуют еще один участок гребня хребта Кольбейнсей. Развитые здесь подушечные базальтовые лавы имеют микропорфировую структуру и содержат во вкрапленниках оливин и плагиоклаз (Ap_{62}). Гиалиновая и микролитовая основная масса этих пород состоит из слабо девитрифицированного стекла с микролитами плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена.

В южной части хребта Кольбейнсей работы проводились на двух станциях, одна из которых (станция 807) располагается в осевой части хребта, а другая (станция 1343) — на склоне тектонического уступа, развитого на его западном фланге. Поро-

ды станции 807, имеющие признаки коренного происхождения, представлены базальтами и долеритами. Микропорфировые базальты этого района обычно содержат вкрапленники основного плагиоклаза и клинопироксена. В единичных образцах наряду с ними присутствует оливин. Основная масса базальтов обладает микродолеритовыми или интерсертальными структурами и во многих образцах обогащена титаномагнетитом, слагающим до 15% ее объема. Долериты станции 807 – более грубозернистые и практически полностью раскристаллизованные аналоги базальтов. Многие образцы и базальтов и долеритов в значительной мере изменены вторичными процессами, приведшими к замещению первичных минералов палагонитом, хлоритом, карбонатом и серпентином. В одном образце, в участках наиболее интенсивной хлоритизации, наблюдались извилистые, цепочечные выделения сфена.

Среди пород станции 1343, представленных главным образом эрратическим материалом, только один образец имел свежесколотые поверхности, что позволило предположить его местное происхождение. По составу и строению эта порода является трахитоидным, микропорфировым плагиобазальтом, который на 55–60% состоит из таблитчатых микрофенокристов, а также лейст и микролитов основного плагиоклаза, ориентированных в субпараллельном направлении. В подчиненных количествах присутствуют клинопироксен, оливин и рудный минерал. Довольно многочисленные породы и газовые пустоты, иногда имеющие вытянутую форму, часто располагаются цепочками, подчиняясь общему текстурному рисунку породы.

Породы Фарерско-Исландского порога

В 26-м рейсе нис "Михаил Ломоносов" на пяти станциях, расположенных в различных участках Фарерско-Исландского порога (см. рис. 49), были получены образцы коренных магматических пород. На всех пяти станциях доминирующую часть собранных образцов составляют базальты, среди которых преобладают порфировые и микропорфировые разновидности. Породы с микродолеритовыми, долеритовыми и толеитовыми структурами встречаются здесь значительно реже. Типичным минералом вкрапленников базальтов данного региона является зональный плагиоклаз, имеющий состав лабрадора в центральных частях, и андезин-лабрадора – на периферии кристаллов. В некоторых образцах, кроме плагиоклаза во вкрапленниках, присутствуют оливин и моноклинный пироксен – авгит. Основная масса описываемых пород, как правило, имеет микродолеритовую структуру и состоит из лейст андезин-лабрадора, промежутки между которыми заполнены мелкими кристаллами клинопироксена и титаномагнетита.

Все образцы драгированных базальтов в той или иной степени подвержены процессам вторичных изменений. Крупные кристаллы оливина в них большей частью разложены и замещены идингсит-хлоритовыми агрегатами. Вкрапленники плагиоклаза в различной мере цеолитизированы и хлоритизированы. По минералам основной массы участками развиты гидрослюдисто-цеолитовые и смектито-хлоритовые агрегаты. Последние развиваются, вероятно, по стеклу, иногда замещая его полностью. В редких случаях наблюдается палагонит (образцы со станции 2085).

Другим распространенным типом пород Фарерско-Исландского порога являются долериты, поднятые на станциях 2072-1,2, 2076-1,2 и 2080. По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям долериты представляют собой более крупнозернистые, полнокристаллические разновидности уже описанных базальтов. Они обладают пойкилоофитовой, гломеропорфировой и долеритовой структурами и в значительно большей степени, чем базальты, подвержены процессам вторичных изменений. В них помимо уже отмеченных типов таких процессов наблюдается также развитие вторичного карбоната, обычно замещающего зерна плагиоклаза, реже – пироксена.

Кроме базальтов и долеритов на некоторых станциях были встречены специфические типы пород. Так, на станции 2076-1, с основания крутого уступа южного

подводного склона о-ва Сюдерё были подняты образцы цеолитизированных гиалобазальтов. Они обладают микропорфировой структурой и неяснобрекчиевидной текстурой. Вкрапленники в них представлены цеолитизированными табличками лабрадора; реже отмечается клинопироксен, замещаемый гидроокислами железа. Основная масса этих пород состоит из темно-бурого стекловатого базиса с беспорядочно расположенными микролитами плагиоклаза. Породы и пустоты обычно выполнены цеолитом. Эти породы аналогичны гиалобазальтам с о-ва Стреме из окрестностей г. Торсхавна, где они слагают отдельные участки в базальтовых покровах.

Другой тип гиалобазальтов был поднят на станции 2080. Здесь они также обладают порфировой структурой, но текстура их основной массы отчетливо трахитоидная из-за ориентированного расположения микролитов плагиоклаза. В этих породах наблюдаются многочисленные пустоты и жилки, выполненные бурым и зеленоватым, тонкоагрегатным и почти изотропным веществом, очевидно, имеющим состав хлорита. Прожилки местами так густо насыщают породу, что придают ей брекчиевидный характер.

Специфическими породами станции 2085, расположенной в основании юго-западного подводного склона о-ва Сюдерё, являются долерито-базальты, имеющие гломеропорфировую структуру. Большинство гломеропорфировых выделений представлено крупными сростками кристаллов плагиоклаза, реже к ним присоединяются авгит ($c : Ng = 45^\circ$, $2V = +60^\circ$) и оливин. Последний обычно сильно замещен идингситом, а в пироксене часто наблюдаются пойкилитовые вростки мелких лейст плагиоклаза. Структура основной массы микродолеритовая с участками интерсертальной вследствие присутствия буро-зеленого слабо раскристаллизованного стекла в интерстициях. Эти породы содержат большое количество (до 10% от объема) непрозрачного рудного минерала, зерна которого обычно имеют скелетное строение, а иногда встречаются в виде крупных угловатых выделений.

Характерной и чрезвычайно интересной особенностью пород Фарерско-Исландского порога является присутствие в них мелких пластинок (до 1,0 мм) и тонкой вкрапленности самородной меди. Такая вкрапленность наблюдается в базальтах со всех пяти станций, в долеритах со станций 2072 и 2076 и в долерито-базальтах со станции 2085. Меденосные породы по минеральному составу, структурным и текстурным особенностям полностью аналогичны немеденосным и отличаются лишь повышенной степенью хлоритизации и цеолитизации. В долеритах наблюдается довольно четкая приуроченность медной вкрапленности к скоплениям хлоритовых минералов. Характерно, что медь, как правило, чистая, свежая, без всяких признаков окисления. Только в редких образцах наблюдаются тонкие налеты и потеки малахита по стенкам трещинок вблизи поверхностей образцов.

Породы зоны Ян-Майенского разлома

Один из районов работ экспедиции 10-го рейса нис "Академик Курчатов" располагался в пределах Ян-Майенского желоба, где были проведены четыре драгировки. Три из них оказались успешными и принесли обильный каменный материал, несомненно, местного происхождения. На станции 769-6, которая располагалась на южном склоне трога, образуемого зоной разлома, были подняты многочисленные фрагменты подушечных базальтовых лав с хорошо развитой коркой закалывания на отдельных поверхностях. Все поднятые здесь образцы однородны по своему строению и составу. Они представлены порфировыми сильнопористыми базальтами с большим количеством газовых камер и пустот. В одной крупной глыбе удалось наблюдать переслаивание нескольких потоков таких базальтов, разделенных зонами закалки, и характерную шестоватую отдельность, перпендикулярную поверхностям их напластования. В описываемых базальтах в зависимости от степени их раскристаллизации наблюдаются гиалиновые, вариолитовые или толеитовые структуры. Довольно редкие вкрапленники этих пород состоят из плагиоклаза, оливина и авгита. В основной массе, почти всегда содержащей то или иное количество бурого стек-

ла, диагностируются микролиты и мелкие зерна тех же минералов. В более полно раскристаллизованных разностях видны мелкие выделения непрозрачного рудного минерала.

На северном склоне трога зоны Ян-Майенского разлома были проведены две успешные драгировки (станции 769—10 и 769—15). Кроме материала ледового разноса здесь было поднято большое количество образцов базальтов, базальтовых брекчий и милонитов. Образцы базальтов имеют такие же закругленные формы и притертые поверхности как и сохранившиеся ядра пород в милонитах и брекчиях. По-видимому, вся эта группа пород происходит из единой и, очевидно, достаточно мощной зоны дробления, развитой в данном участке северного склона трога.

Милонитизированная масса, цементирующая обломки базальтов, имеет марганцовисто-хлоритово-глинистый состав. Под микроскопом в ней различаются обломки базальтов, палагонита, палагонитизированного стекла, аргилитизированных пород и зерен плагиоклаза. Эти обломки цементируются тонкодисперсным веществом, окраска которого варьирует в черных, бурых и зеленых тонах. В крупнообломочной фракции брекчий и милонитов наблюдаются две группы пород. Преобладают порфиновые оливин-плагиоклазовые базальты, долерито-базальты и габбро-диабазы. Эти породы всегда содержат фенокристаллы плагиоклаза, оливина и клинопироксена (диопсид-авгита), находящихся в различных количественных соотношениях и образующих самостоятельные вкрапленники или гломеропорфиновые выделения. Взаимоотношения минералов показывают, что кристаллизация этой минеральной ассоциации начинается с плагиоклаза (Ap_{70-75}), к которому вскоре присоединяется оливин и затем клинопироксен. В основной массе, обычно интерсерпальной, реже полнокристаллической структуры, также присутствуют все три минерала и мелкие непрозрачные выделения рудного на границах зерен и в интстициях.

Другую группу составляют более редкие обломки порфировых, оливин-пикитовых базальтов. В них вкрапленники оливина и пироксена явно идиоморфнее более мелких и редких табличек плагиоклаза, а основная масса обладает офитовой структурой и состоит из клинопироксена, плагиоклаза и рудного минерала. Породы обеих групп в различной степени затронуты процессами постмагматических изменений. Вторичные образования представлены в них хлоритом, идингситом, палагонитом, кальцитом, пренитом, серицитом и гидрослюдами.

Породы Исландского плато и Ян-Майенского хребта

В 10-м и 15-м рейсах нис "Академик Курчатов" большое внимание было уделено изучению коренных пород Исландского плато и Ян-Майенского хребта. В пределах этих структур, которые, судя по полученным геофизическим и геоморфологическим данным, имеют сложное блоковое строение, в общей сложности было проведено 16 драгировок. Кроме представляющих особый интерес коренных осадочных пород, описанных в соответствующем разделе, почти на всех станциях было поднято и большое количество каменного материала. Изучение этого материала показывает, что повсеместно подавляющая его часть представлена, несомненно, продуктами ледового разноса, петрографической состав которых чрезвычайно разнообразен. Вместе с тем на ряде станций наблюдались и менее пестрые по составу группы пород не столь определенного происхождения. Статистически в таких группах преобладают различные базальты, трахибазальты, диабазы и габбро-амфиболиты. Образцы этих пород, с одной стороны, не имеют никаких явных признаков их отрыва от коренных обнажений. С другой стороны, у них отсутствуют и четкие признаки обработки поверхностей в результате ледниковой деятельности. Последнее, впрочем, может объясняться тем, что район Исландского плато и Ян-Майенского хребта находится в тесном окружении вероятных центров оледенений, благодаря чему часть материала, разносимого льдами, могла испытывать лишь весьма незначительные механические воздействия к моменту его отложения на дне. Таким образом, вопрос об участии этой группы пород в строении фундамента рассматриваемого района следует считать открытым.

Породы, которые, на наш взгляд, несомненно, имеют коренное или по крайней мере местное происхождение, были драгированы только на станции 1344, расположенной на крутом склоне тектонического уступа в южной части Исландского плато. Здесь наряду с осадочными и эрратическими образованиями были подняты три крупные глыбы микропорфировых оливиновых базальтов. Все три глыбы одинаковы по составу и строению и представляют собой фрагменты значительных по размерам лавовых "подушек". С поверхности они покрыты буровато-черной корочкой железо-марганцевых окислов толщиной в 2–3 мм, под которой по всей периферии глыб, включая и стекловатые закаленные поверхности, развита зона выветривания мощностью от 1 до 3 см.

Эти базальты содержат вкрапленники идиоморфных кристаллов оливина и ксеноморфных по отношению к ним табличек плагиоклаза (An_{62}) вместе с короткопризматическими кристаллами лижонит-авгита. Плагиоклаз обнаруживает зональное строение с более кислым составом внешних зон (An_{54-56}), а пироксен находится в реакционных взаимоотношениях с веществом основной массы пород и часто содержит включения бурого стекла. Основная масса базальтов имеет гиалиновую, микролитовую или интерсертальную структуры, содержит микролиты плагиоклаза, клинопироксена и рудного минерала и местами приобретает красную окраску, обусловленную развитием вторичных гидроокислов Fe.

ПЕТРОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ ДНА СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Изучение вариаций химического состава базальтов дна рассматриваемого региона Северной Атлантики было проведено на серии наиболее свежих образцов, имевших явные признаки коренного происхождения. Результаты анализов и рассчитанные на их основе петрохимические характеристики приведены в табл. 11. В эту же таблицу включены данные предыдущих исследователей, относящиеся к наименее измененным разновидностям пород района, и в конце ее для сравнения приведен средний состав толеитового базальта срединно-океанических хребтов, рассчитанный нами на основании выборки из 200 анализов, характеризующих базальты 47 станций, расположенных в пределах Срединно-Атлантического хребта от 52° с.ш. до 21° ю.ш., 25 станций Индоокеанского хребта из района, ограниченного 12° с.ш. и 36° ю.ш., и 26 станций Восточно-Тихоокеанского поднятия, находящихся между 47° с.ш. и 40° ю.ш. В состав выборки были введены все известные нам результаты анализов неизмененных образцов базальтов, опубликованные в СССР и за рубежом, а также наши собственные данные, полученные на материале 36-го рейса нис "Витязь" и 2,4,6-го рейсов нис "Академик Курчатов".

Приведенные в табл. 11 величины средних квадратичных отклонений для рассчитанных содержаний окислов (графа 38) показывают, что базальты срединно-океанических хребтов формируют четкий петрохимический тип, который, как это видно из сравнения с континентальными аналогами (рис. 50), отличается от последних заметной обогащенностью кремнеземом и известью при более низких в целом содержаниях титана, железа и особенно калия.

Сопоставление составов базальтов Северной Атлантики с рассчитанным средним составом показывает, что породы данного региона в общем имеют более низкие содержания окиси кремния и относительно более высокие концентрации Fe и отчасти Ti. В этом отношении они в известной мере приближаются к составам континентальных оливиновых толеитов и, в частности, к базальтам Исландии (Баскина, 1971; Sigvaldasson, 1969). Вариации содержаний остальных породообразующих окислов не обнаруживают столь четких тенденций и остаются в пределах, обычных для базальтов срединно-океанических хребтов.

Петрохимический анализ полученных данных по методу А.Н. Заварицкого (табл. 11) позволяет охарактеризовать базальты рассматриваемого региона как меланократовые ($b > 20$), насыщенные или слабо недосыщенные SiO_2 породы (Q от -0,1 до 14,6), резко обедненные щелочами ($a : c$ меньше 1,5). Судя по соотношению остальных петрохимических характеристик, в составе цветной части

Компонент	Зона разлома Гиббса								9
	1	2	3	4	5	6	7	8	
	Ст. 1324	Ст. 1330	Ст. D-1			Ст. D-2	Ст. 204	Ст. D-7	Ст. D-10
SiO ₂	48,50	48,34	49,30	48,65	47,90	49,20	47,74	49,41	50,38
TiO ₂	2,00	2,00	1,18	1,06	0,84	1,29	2,71	1,33	1,10
Al ₂ O ₃	15,05	15,78	14,50	15,25	18,28	14,25	13,63	14,07	14,13
Fe ₂ O ₃	4,33	4,53	1,72	1,74	2,40	2,83	1,20	2,72	1,52
FeO	8,82	7,47	9,05	7,72	5,34	7,66	11,17	8,96	9,74
MnO	0,20	0,18	0,19	0,18	0,14	0,18	0,22	0,20	0,19
MgO	6,40	6,35	7,76	7,75	6,41	7,98	7,46	8,24	7,92
CaO	11,34	11,43	12,07	12,64	13,26	10,54	11,20	11,18	11,53
Na ₂ O	2,03	2,39	2,18	2,32	2,34	2,11	2,64	2,27	2,17
K ₂ O	0,20	0,18	0,12	0,10	0,12	0,10	0,34	0,11	0,04
H ₂ O	0,31	0,98	0,72	1,24	1,70	1,69	0,91	0,28	0,03
П.п.п.	0,56	0,58	—	—	—	—	—	1,07	1,16
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,06	0,11	0,09
Σ	99,90	100,41	98,94	98,80	98,88	97,97	99,28	99,95	100,0
S	57,7	57,7	57,0	56,8	58,3	58,5	51,0	56,7	57,7
a	4,8	5,7	5,0	5,4	5,6	4,9	6,3	5,1	4,7
c	7,8	7,9	7,2	7,6	10,0	7,3	5,6	6,7	7,0
b	29,7	28,7	30,8	30,2	26,1	29,3	32,1	31,5	30,6
f'	42,1	39,8	33,2	30,0	29,5	34,7	36,3	34,7	34,4
m'	37,1	38,4	42,6	43,8	44,0	45,5	39,0	43,8	43,1
c'	20,8	21,8	24,2	26,2	26,5	19,8	24,7	21,5	22,5
Q	-2,0	-3,9	-3,2	-4,8	-14,6	-0,1	-11,2	-3,5	-1,0
a : c	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	1,1	0,8	0,7
A	10,4	12,6	11,0	12,3	15,0	10,8	13,3	10,7	10,3
F	59,6	56,4	51,8	48,3	46,0	50,4	54,2	52,2	52,7
M	30,0	31,0	37,2	39,4	39,0	38,8	32,5	37,1	37,0
Σ FeO*									
Σ FeO + MgO	0,67	0,65	0,58	0,55	0,54	0,56	0,62	0,58	0,58

Примечание. Осредненные данные для неизменных разновидностей одноклассовых пород: 1-7 - (Hekinian, Aumento, 1973; табл. II, V, VI), в том числе 3 - по пироксену, 4 - по плагиоклазу, 5 - по альбиту; 8-11 - (Camprie e.a., 1973). Анализы проводились в лабораториях ГЕОХИ АН СССР и ИОАН.

Компонент	Хребет Кольбейсей			Зона Ян-Майенского разлома				
	21	22	23	24	25	26	27	28
	Ст. 793-2	Ст. 1350	Ст. 1351	Ст. 769-6	Ст. 769-10	Ст. 769-15-1	Ст. 769-15-3	Ст. 769-15-5
SiO ₂	49,76	48,86	49,73	49,33	46,74	47,59	48,16	48,46
TiO ₂	1,12	1,28	1,00	1,55	2,62	1,28	1,20	1,45
Al ₂ O ₃	14,73	14,20	13,94	15,26	15,62	14,62	14,12	15,30
Fe ₂ O ₃	2,22	3,69	1,47	1,83	3,26	3,40	3,39	5,66
FeO	9,25	9,04	8,82	8,51	8,10	6,10	5,30	5,39

Хребет Рейкьянес								Хребет Кольбейнсей		
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ст. D-27	Ст. D-20	Ст. 1332	Ст. 783-1	Ст. 783-5	Ст. 2089-1	Ст. 2089-2	Ст. 2089-3	Ст. 807-1	Ст. 807-2	Ст. 1349
50,02	49,31	46,22	48,40	48,02	48,02	48,90	49,20	49,78	48,16	49,35
0,90	1,53	2,50	1,52	1,95	2,06	2,04	2,13	1,23	2,46	0,85
14,42	14,11	14,06	14,50	13,98	14,20	13,80	13,80	13,19	13,81	14,88
2,26	2,44	3,11	2,58	3,74	1,50	2,41	2,16	2,64	2,92	1,92
7,60	9,93	10,32	10,34	10,42	12,38	12,44	12,16	10,83	11,28	8,52
0,18	0,21	0,22	0,23	0,25	0,25	0,26	0,23	0,25	0,22	0,17
9,62	7,35	7,64	7,10	6,61	6,88	5,97	6,26	6,74	6,30	8,74
11,74	11,37	11,54	11,02	10,93	10,00	10,13	10,27	11,02	10,70	12,33
1,81	2,05	2,30	2,12	2,52	2,83	2,76	2,68	2,17	2,41	1,86
0,14	0,16	0,20	0,16	0,22	0,23	0,30	0,22	0,15	0,34	0,19
0,30	0,20	0,50	—	—	0,10	—	—	0,83	—	0,61
0,95	0,94	0,22	1,12	1,20	0,87	0,68	0,64	—	1,02	—
0,10	0,14	0,28	0,23	0,29	0,26	0,29	0,24	0,15	0,28	0,15
100,0	99,74	99,11	99,32	100,13	99,58	99,98	99,99	99,98	99,90	99,57
56,7	57,3	54,9	57,0	56,3	56,3	57,0	57,4	57,6	57,0	56,8
4,1	4,7	5,4	4,9	5,8	6,6	6,5	6,2	4,9	5,8	4,3
7,4	7,2	6,7	7,3	6,5	6,2	6,0	6,1	6,3	6,3	7,6
31,8	30,8	33,0	30,8	31,4	30,9	30,5	30,3	31,2	30,9	31,3
28,9	38,0	38,2	40,2	42,6	43,0	46,2	44,2	41,0	43,5	30,8
50,3	40,3	39,4	39,6	35,7	37,7	33,0	34,8	36,5	34,6	46,5
20,8	21,7	22,4	20,2	21,7	19,3	20,8	21,0	22,5	21,9	22,7
-2,0	-2,0	-7,7	-3,1	-5,5	-6,8	-3,0	-3,7	-0,9	-3,9	-2,6
0,6	0,7	0,8	0,7	0,9	1,1	1,1	1,0	0,8	0,9	0,6
9,1	10,1	10,8	10,3	11,8	13,0	12,9	12,5	10,4	12,0	9,7
45,9	56,3	56,3	57,5	59,7	58,0	62,0	60,6	58,3	60,5	48,8
45,0	33,6	32,9	32,2	28,5	29,0	25,1	26,9	30,3	27,5	41,5
0,50	0,62	0,63	0,64	0,68	0,67	0,71	0,69	0,66	0,69	0,52

Таблица 11 (продолжение)

		Фарерско-Исландский порог							Исланд- ское плато	Океаниче- ские хреб- ты
29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
Ст. 769-15-6	Ст. 769-15-9	Ст. 2072	Ст. 2076-1	Ст. 2076-2	Ст. 2085a	Ст. 2085b	Ст. 2087	Ст. 1344	Среднее (средне- квадратич- ное откло- нение)	
48,21	48,20	45,74	47,03	47,24	49,59	47,90	47,52	47,50	49,96 (0,99)	
1,35	1,20	2,30	2,51	1,13	2,73	2,18	1,38	2,80	1,48 (0,47)	
17,93	15,65	13,80	15,42	16,67	14,34	14,52	16,72	12,84	15,67 (1,55)	
3,87	4,08	5,93	5,20	3,03	2,65	5,96	4,48	5,44	2,48 (1,87)	
4,83	4,66	9,89	8,21	7,55	11,58	6,96	7,07	10,67	8,06 (0,41)	

Компонент	21	22	23	24	25	26	27	28
MnO	0,20	0,22	0,19	0,17	0,19	0,17	0,22	0,16
MgO	7,90	7,76	9,34	7,37	7,29	11,03	9,80	6,41
CaO	11,78	11,31	11,84	11,55	10,42	12,10	13,04	10,65
Na ₂ O	1,99	1,89	1,83	2,36	3,16	1,91	2,13	2,71
K ₂ O	0,12	0,21	0,22	0,60	0,56	0,54	0,52	0,86
H ₂ O	0,33	0,30	0,40	0,30	—	—	1,60	2,50
П.п.п.	—	0,42	—	0,70	1,59	0,61	—	—
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,08	0,31	0,51	0,19	—	—
Σ	99,53	99,35	98,86	99,84	100,60	99,55	99,48	99,55
S	57,1	56,7	56,4	57,7	56,1	53,9	54,8	57,7
a	4,5	4,5	4,2	6,0	7,8	4,9	5,3	7,5
c	7,6	7,2	7,1	7,2	6,6	7,1	6,6	6,7
b	30,8	31,6	32,3	29,1	29,5	34,1	33,3	28,1
f	35,2	37,8	29,7	33,8	36,8	25,3	23,9	36,9
m	43,2	41,7	48,2	42,7	42,4	53,3	48,9	39,7
c'	21,6	20,5	22,1	23,5	20,8	21,4	27,2	23,4
Q	-2,4	-2,8	-2,7	-3,6	-10,0	-9,1	-7,6	-7,3
a : c	0,6	0,6	0,6	0,8	1,2	0,7	0,8	1,1
A	9,9	9,5	9,5	14,4	16,9	10,8	12,8	17,4
F	53,0	55,6	47,1	49,6	50,1	40,5	40,1	51,2
M	37,1	34,9	43,4	36,0	33,0	48,7	47,1	31,4
ΣFeO^*								
$\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}$	0,59	0,62	0,52	0,58	0,60	0,45	0,46	0,62

пород основную роль играют магнезиально-железистые компоненты ($m' + f \gg c'$), а светлоцветная часть представлена в них основным плагиоклазом.

Важным классификационным признаком вулканических пород является соотношение в них щелочей и кремнезема (Купо, 1975; Macdonald, 1968). На диаграмме (рис. 51), отражающей взаимосвязь двух этих характеристик, большинство исследованных пород попадает в область толеитовых составов. При этом, несмотря на то, что группы точек, относящиеся к отдельным регионам Северной Атлантики, в общем перекрывают друг друга, для пород зоны Ян-Майенского разлома и Фарерско-Исландского порога наблюдается заметный сдвиг в область составов с более высокими содержаниями суммы щелочей и более низкими концентрациями кремнезема. Вместе с тем, как видно из диаграммы, для всей совокупности пород в целом намечается общая тенденция некоторого увеличения суммы щелочей с уменьшением содержания SiO_2 . Наиболее четко она проявлена в группе менее щелочных пород из районов зоны разлома Гиббса и хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей. Подобная тенденция прямо противоположна той, которая обыкновенно наблюдается в базальтовых сериях большинства регионов, как, например, в Исландии (Герасимовский и др., 1974; Jakobsson et al., 1973) и на Гавайских островах (Macdonald, Katsura, 1965). На наш взгляд, это может быть связано с некоторыми особенностями генерации и дифференциации базальтовых магм рассматриваемого региона.

Одним из общепринятых способов анализа степени дифференцированности базальтовых лав является использование тройной диаграммы, учитывающей соотношение щелочей, железа и магния (рис. 52). Составы базальтов срединно-океанических хребтов занимают на этой диаграмме очень небольшое поле с незначительными относительными вариациями всех трех компонентов, тогда как дифференцированные магматические серии образуют протяженные тренды различных конфигураций в зависимости от типа родоначальных магм и характера эволюции расплавов. Как показывает рассматриваемая диаграмма, породы изучаемого региона, находясь

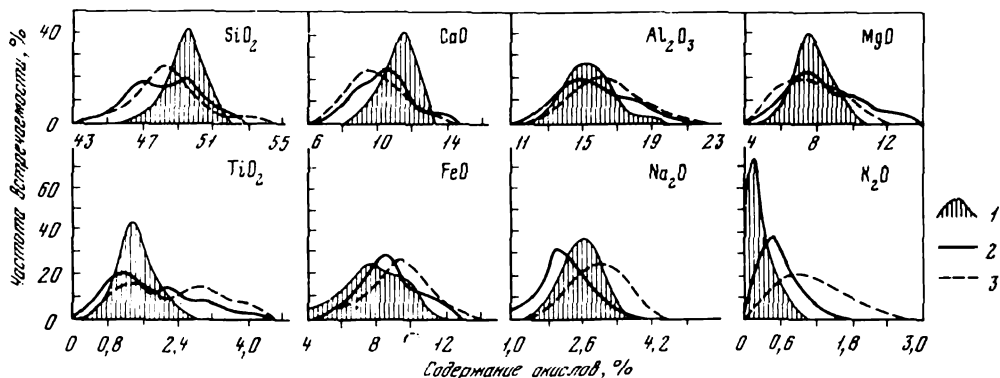
29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
0,16	0,13	0,29	0,27	0,14	0,21	0,21	0,19	0,23	0,18 (0,04)
5,91	7,49	7,08	6,27	7,49	5,26	6,27	8,45	6,27	7,97 (1,09)
12,52	12,67	10,42	10,97	12,56	9,85	11,40	9,71	10,32	11,36 (0,81)
2,30	2,25	2,78	2,70	2,26	2,78	2,52	2,43	2,40	2,63 (0,37)
0,56	0,55	0,25	0,25	0,18	0,30	0,46	0,21	0,26	0,23 (0,14)
1,48	2,42	1,00	1,15	0,55	0,33	1,10	1,23	1,17	—
—	—	0,51	0,56	0,58	0,02	0,50	0,25	—	—
0,30	—	0,22	0,23	0,16	0,37	0,27	0,25	—	—
99,42	99,30	100,21	100,74	99,54	100,01	100,25	99,89	99,90	100,0
59,0	57,1	54,2	56,6	55,9	58,9	57,0	56,5	56,3	57,2
6,1	5,8	6,4	6,4	5,3	6,5	6,2	5,8	5,6	6,0
9,6	7,8	5,9	7,2	8,7	6,3	6,7	8,5	5,7	7,3
25,3	29,3	33,5	29,8	30,1	28,2	30,1	29,2	32,4	29,5
33,2	28,4	44,0	42,6	33,7	47,8	40,1	37,6	46,4	33,6
41,4	44,4	36,0	36,2	43,3	31,7	35,6	50,2	32,6	45,0
25,3	27,2	20,0	21,2	23,0	20,5	24,3	12,2	21,0	21,4
-3,8	-5,2	-10,5	-6,8	-7,4	-1,4	-5,1	-7,1	-4,3	-4,9
0,6	0,7	1,1	0,9	0,6	1,0	0,9	0,7	1,0	0,8
16,8	15,0	12,0	13,3	12,1	13,8	13,8	12,0	10,9	13,6
48,6	44,8	60,1	58,4	55,9	62,6	57,2	50,0	63,5	48,7
34,6	40,2	27,9	28,3	37,0	23,6	29,0	38,0	25,6	37,7
0,58	0,53	0,68	0,67	0,59	0,73	0,66	0,57	0,71	0,56

в общем в области составов океанических базальтов, частично выходят за ее пределы и образуют две линейно вытянутые группы точек. Это свидетельствует об определенной дифференцированности исследованных пород. Большинство из них группируется вдоль линии, субпараллельной стороне треугольника $F-M$, которая близка к тренду изменения составов меланократовых пород интрузии Скаергаард. Эта интрузия эоценового возраста, расположенная на п-ове Скаергаард в Восточной Гренландии, относится к Британо-Арктической петрографической провинции и благодаря многочисленным исследованиям давно уже стала классическим примером ассоциации магматических пород, образовавшихся в результате кристаллизационной дифференциации расплава.

Другая группа точек, в которую попадают породы из зоны Ян-Майенского разлома и часть пород из зоны разлома Гиббса, образует тренд, совпадающий с направлением дифференциации вулканических серий пород умеренной щелочности.

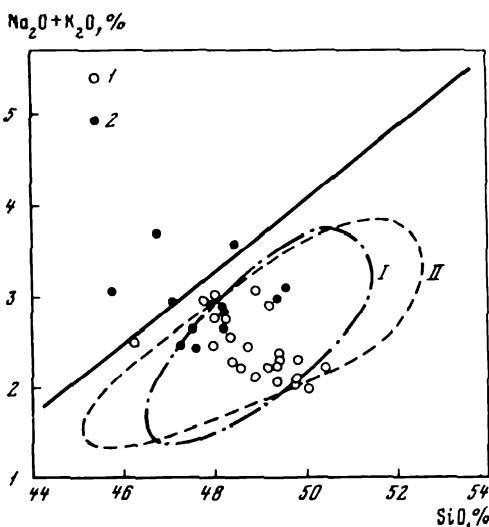
Совпадение вариаций химических составов базальтов дна Северной Атлантики с известными трендами изменения составов комагматических серий позволяет предполагать, что при формировании этих пород также имели место процессы фракционирования кристаллов из расплава. Судя по результатам петрографических исследований, главную роль при этом могли играть оливин и плагиоклаз. В связи с тем, что в исследованных породах оливины относятся к высокомагнетизальным разновидностям, а вкрапленники плагиоклаза представлены лабрадорбитовнитами, процессы их аккумуляции должны были сказываться прежде всего на изменениях содержаний таких компонентов расплава, как окись магния и глинозем. Рассматривая соотношение двух этих компонентов в океанических базальтах Северной Атлантики (рис. 53), можно выделить два направления в изменении их составов.

В одном случае (тренд I, см. рис. 53) в серии пород существенным образом меняются концентрации MgO , а содержания Al_2O_3 колеблются в узких пределах, причем между обоими компонентами намечается положительная корреляция.

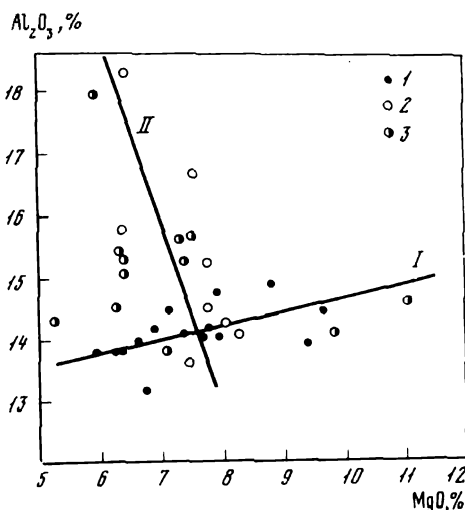


Р и с. 50. Гистограммы содержаний породообразующих окислов в океанических и континентальных базальтах

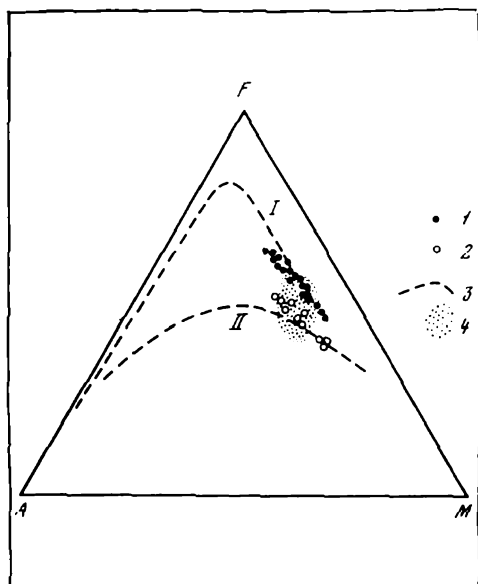
1 — базальты срединно-океанических хребтов (200 анализов); 2 — оливиновые толеиты континентов (182 анализа); 3 — щелочные оливиновые базальты континентов (247 анализов), по В. Мэнсону (Manson, 1967)



Р и с. 51



Р и с. 53



Р и с. 52

Р и с. 51. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ для базальтов

1 — зона разлома Гиббса и хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей; 2 — зона Ян-Майенского разлома и Фарерско-Исландского порога; I — поле толеитов центральной и северной зон Исландии (Jakobsson c.a., 1973); II — поле толеитов Гавайских островов. Разделительная линия щелочных и толеитовых базальтов (Macdonald, 1968)

Р и с. 52. Соотношение щелочей, Fe и Mg в базальтах: $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = 0,9 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, $M = \text{MgO}$

1 — породы дна Северной Атлантики; 2 — зона Ян-Майенского разлома; 3 — кривые изменения составов пород: I — в интрузии Скаергаард (Wager, Mitchell, 1951), II — в щелочной вулканической серии Гавайских островов (Macdonald, Katsura, 1965); 4 — область составов базальтов срединно-океанических хребтов

Р и с. 53. Соотношение Al_2O_3 и MgO в базальтах

1 — хребты Рейкьянес и Кольбейнсей; зоны разломов: 2 — Гиббса, 3 — Ян-Майенского и Фарерско-Исландского порога; римские цифры — номера трендов

Подобную эволюцию составов можно связать с процессом совместного фракционирования плагиоклаза и оливина, последний из которых, очевидно, имеет доминирующее значение. В соответствии с этим точки, расположенные на диаграмме в правой части рассматриваемого тренда, характеризуют породы, обогащенные кумулятивной фазой, а смещенные влево — продукты кристаллизации остаточных расплавов. Такой тип эволюции составов характерен главным образом для пород хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей.

Совершенно иным образом меняются содержания Al_2O_3 и MgO в породах из зоны разлома Гиббса (тренд II). Для этой серии наблюдаются максимальные вариации концентраций глинозема, незначительные изменения содержания окиси магния и отрицательный характер взаимосвязи двух этих величин. Эти особенности изменения составов пород легко объяснить фракционированием кристаллов основного плагиоклаза, что полностью совпадает с мнением предыдущих исследователей данного региона (Hekinian, Aumento, 1973).

Породы из зоны Ян-Майенского разлома и с Фарерско-Исландского порога, которые, как уже указывалось, имеют ряд отличительных петрографических и петрохимических признаков, на рассматриваемой диаграмме $Al_2O_3 : MgO$ попадают в пределы и того и другого кристаллизационных трендов. Особенно показательны в этом отношении янмайенские породы, среди которых наблюдаются как высокоглиноземистые, так и высокомагнезиальные разновидности (табл. 11). Поскольку такие породы наряду с промежуточными типами были собраны на одной и той же станции драгирования (769-15), можно предполагать, что они составляют единую, генетически взаимосвязанную серию. Если так, то, учитывая отмеченные особенности химизма пород, следует заключить, что в процессе формирования данной серии состав кумулятивной фазы со временем изменялся. Судя по взаимоотношениям минералов в гломератопорфировых выделениях, первой кристаллизующейся фазой был основной плагиоклаз, к которому на некотором этапе присоединялся оливин, и на еще более поздней стадии — моноклинный пироксен.

Изложенные данные петрографических и петрохимических исследований свидетельствуют о том, что развитие магматической деятельности в рассматриваемом регионе дна Северной Атлантики характеризуется рядом особенностей. Прежде всего следует отметить, что области распространения тех или иных типов магматических пород и их ассоциаций явно согласуются с элементами структурно-тектонического районирования данной области Атлантического океана. Так, например, в зоне разлома Гиббса наблюдается ассоциация толеитовых базальтов с зеленокаменными породами и серпентинизированными перидотитами, которая является весьма типичной для структур трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта. Однако в зоне Ян-Майенского разлома, относящейся к этому же классу структур, развиты иные по составу, субщелочные плагиоклаз-оливиновые базальты, скорее характерные для субазальных областей, и в частности для Британо-Арктической петрографической провинции. В свою очередь оба типа базальтов из зон разломов имеют определенные черты отличия от толеитов тектонически-активных в настоящее время хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей. Ряд специфических особенностей имеет также базальтовый магматизм Фарерско-Исландского порога.

Говоря о базальтах как о главном типе магматических пород Северной Атлантики, необходимо подчеркнуть, что наблюдаемые вариации их составов связаны не только с различиями в типах родоначальных магм, но и с процессами кристаллизационной дифференциации расплавов. Как показывает анализ полученных данных, процесс дифференциации в разных районах протекал по-разному и определялся последовательностью выделения и степенью фракционирования двух главных высокотемпературных фаз — оливина и плагиоклаза.

Ранее указывалось, что рассматриваемый район Северной Атлантики находится в тесном окружении областей развития вулкано-плутонических пород Британо-Арктической петрографической провинции. Провинция эта неоднородна по составу и характеризуется сочетанием толеитового и щелочно-базальтового магматизма.

Кроме того, в Исландии (Герасимовский и др., 1974), на Фарерских островах (Walker, Davidson, 1936), на о-ве Малл в Шотландии (Тернер, Ферхутен, 1961) встречаются базальты, составы которых благодаря аномально низким содержаниям К приближаются к океаническому типу.

Сопоставляя характеристику пород Британо-Арктической провинции с рассмотренными особенностями субокеанических базальтовых формаций Северной Атлантики, нетрудно заметить определенные черты сходства между ними с петрологической и с общегеологической точек зрения. В связи с этим можно предполагать, что эта часть Атлантического океана представляет собой область развития базальтового магматизма такого типа, в котором сочетаются как океанические, так и континентальные признаки.

ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Среди полученных драгировками в 10-м и 15-м рейсах нис "Академик Курчатов" образцов коренных пород большую долю занимают осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Особенно много образцов было получено на Ян-Майенском хребте и тектонических уступах Исландского плато (табл. 12), меньше — в зоне разлома Гиббса и на хребте Рейкьянес, несколько образцов получено с вершины подводной горы Богорова. Образцы коренных пород имеют ряд общих признаков, по которым их можно отличить от аналогичных пород, принесенных плавающими льдами и айсбергами: 1) угловая и слабоокругленная форма; 2) поверхности покрыты железомарганцевой коркой и разложены гальмиролизом, кроме того, имеются свежие поверхности скола; 3) почти всегда имеются ходы илоседел и камнеточцев; 4) часто можно найти образцы одного и того же состава, но с различной степенью литификации; 5) имеется четкая связь как с местными изверженными коренными породами (базальтами, перидотитами), обломки которых встречаются в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, так и с современными и плейстоценовыми осадками; 6) присутствует характерная океаническая фауна (фораминиферы, моллюски, губки), однако часто она перекристаллизована до неопределимого состояния.

По этим признакам и данным макро- и микроскопического изучения, градулометрического и химического анализов, среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород Исландского плато, хребтов Ян-Майенского, Рейкьянес, Кольбейнсей выделены следующие разновидности:

1. Брекчии с известковым и известково-железистым цементом.
2. Песчаники вулканотерригенные гравийные с галькой базальтов.
3. Алевролиты вулканотерригенные с галькой.
4. Алевролиты фосфатистые.
5. Аргиллиты алевритистые.
6. Аргиллиты фосфатистые.
7. Мел и мелоподобные известняки.
8. Известняки.
9. Известняки фосфатистые.
10. Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты.
11. Сланцы хлоритово-глинистые и глинистые филлитизированные.

Брекчии с известковым и известково-железистым цементом (подводная гора Богорова, станция 770, обр. 1) встречаются на вершине подводной горы, на глубине 560–450 м. Образцы угловатые, со свежими сколами и с поверхностями, покрытыми железомарганцевыми окислами. Порода имеет брекчиевидное строение. Угловатые и слабоокругленные обломки пористых миндалекаменных базальтов и вулканического стекла, замещенного палаганитом, сцементированы светло-желтой с бурыми пятнами известково-железистой массой, содержащей остатки раковин пластинчатожаберных моллюсков и фораминифер. В пустотах базальтов развиваются кристаллы кальцита. Данные химического анализа (табл. 13, станция 770, обр. 6) показывают, что основная часть породы сложена известковым материалом. Кремнеземистая и глиноземистая составляющие обусловлены присутствием обломков щелочных базальтов.

**Характеристика осадочных пород зоны трансформного разлома Гиббса,
Исландского плато и хребтов Рейкьянес, Кольбейсей и Ян-Майенского**

Станция	№ обр.	Координаты		Глубина, м	Порода
		с.ш.	з.д.		
1	2	3	4	5	6
770	1	72°26,70'	11°46,10'	560–450	Известняк, фораминиферовый с галькой базальтов, гранитов и других пород
770	6	"	"	"	Брекчия, состоящая из угловатых обломков базальтов и железисто-известкового цемента
783-1	6	62 34,02	25 29,27	740–640	Песчаник гравийный с галькой базальтов
783-1	8	"	"	"	Известняк фораминиферовый с обломками базальтов
783-5	10	62 42,00 62 41,48	25 40,25 25 39,42	960–760	Песчаник гравийный с галькой базальтов
794-3	16	68 28,00 68 26,00	09 25,00 09 32,00	1700–1440	Сланец глинистый, филлитизированный
794-3	17	68 28,00 68 26,00	09 25,00 09 32,00	1700–1440	Аргиллит глинистый, слюдистый
799-1	7	68 03,00 68 04,30	08 33,50 08 32,00	1870–1380	Сланец хлоритово-глинистый
799-1	10	"	"	"	Алевролит известковый
799-1	10-a	"	"	"	Известняк фораминиферовый
799-1	11-a	"	"	"	Песчаник гравийный
799-1	12	"	"	"	Алевролит ожелезненный и аргиллит гидрослюдистый
799-1	13, 13-a	"	"	"	Сланец хлоритово-глинистый
799-2	10	68 05,80 68 05,30	08 30,10 08 26,30	1026–960	Аргиллит алевритистый, известковый, слюдистый
799-2	11	"	"	"	Аргиллит фосфатистый
799-2	11-a	"	"	"	Алевролит фосфатистый
800	1	68 08,50 68 16,00	09 10,00 09 03,00	1976–1560	Алевролит с пирокластикой (паратиффит), железистый
801	8	68 45,00 68 50,00	08 57,30 08 42,00	1900–950	Известняк фораминиферовый, песчанистый
801	12	"	"	"	Известняк окремненный
801	13	"	"	"	Аргиллит гидрослюдистый с пирокластикой
801	14	"	"	"	Песчаник кварц-полевошпатовый, слюдистый
1315-1	3	52 24,42 52 24,70	40 28,20 40 26,85	3650–3600	Алевролит
1324	5	52 49,80 52 49,93	35 40,83 35 39,38	3400–2500	Мел и мелоподобный известняк
1324	5-a	"	"	"	Туфогравелит и туфобрекчия
1330	8	52 51,18 52 51,00	32 08,57 32 07,82	2550–2250	Известняк с раковинами моллюсков и фораминифер
1330	9	"	"	"	Алевролит с обломками базальтов и серпентинитов
1332	5	54 29,20 52 29,80	33 59,43 33 57,73	2700–2400	Песчаник вулканогенно-терригенный
1332	6	"	"	"	Известняк мелоподобный, фораминиферовый
1334	6	59 49,98 59 50,37	34 15,97 34 15,25	2200–1800	Аргиллит вулканогенно-терригенный

Таблица 12 (окончание)

1	2	3	4	5	6
1344	3	67°48,38'	14°00,30'	1600–1360	Аргиллит с галькой различных пород
1345-1	2	67 48,43'	14 03,18	1450–1540	То же
1345-2	1,1-a	67 48,32	14 03,65		
		67 48,63	14 05,47		
		67 49,15	13 58,62	1700–1400	Алевролит и аргиллит с галькой различных пород
		67 49,30	13 59,93		
1350	6	70 39,83	14 17,90	1400–1000	Алевролит фосфатистый
		70 39,48	14 19,52		
1353	1	68 57,67	13 42,15	1900–1700	Аргиллит с гравием различных пород
		68 57,27	13 42,05		
1362	1,1-a	68 40,12	10 69,62	2200–2150	Алевролит и аргиллит с галькой различных пород
		68 40,14	10 59,75		
1364	1,1-a	68 50,83	08 56,30	1540–1200	То же
		68 51,38	08 56,05		
1390	1,1-a	67 03,17	08 21,33	1600–1500	Аргиллит и туфоаргиллит с галькой различных пород
		67 04,08	08 18,70		
1390	2	"	"	"	Алевролит ожелезненный

Песчаники вулканотерригенные гравийные (станции 783-1, 783-5, 799-1, 1332) встречаются в зоне разлома Гиббса, на хребтах Рейкьянес и Ян-Майенском. Это обычно небольшого размера (до 10 x 6 x 3 см) уплотненные образцы, окрашенные на свежем изломе в табачно-зеленый цвет. Постоянно присутствует галька базальтов, реже отмечаются угловатые обломки вулканического стекла. Песчаная фракция представлена окатанными и угловатыми обломками базальтов, гиадобазальтов, палагонитизированного базальтового стекла, зернами плагиоклазов, пироксенов, реже оливина, кварца, магнетита, бесцветного кислотовулканического стекла, раковинами фораминифер. Цемент известково-железисто-глинистый базального типа и типа соприкосновения. Изредка (станция 799-1) отмечаются пиритизация и кварц-кальцитовые жилки.

Песчаники (станция 799-1, обр. 11; станция 801, обр. 14) состоят несколько угловатых небольших (8 x 4 x 4 см) обломков. При микроскопическом изучении среди песчаников выделено две разновидности, различающиеся в основном составе цемента — карбонатным или глинисто-известково-железистым. Структура песчаников псаммитовая, текстура массивная. Глинисто-известково-железистые песчаники состоят из угловатых и слабоокатанных обломков, представленных плагиоклазом (20–30%), кварцем (20–30%), известковым органическим детритом (15–20%), рудными минералами (5–10%). Есть гравийные зерна известковистых кварцевых песчаников (10–15%). Изредка в шлифах отмечаются линзовидные прожилки кварца с кальцитом. Цементом служит микрозернистая глинисто-известково-бурожелезистая масса базального типа. Известковые песчаники отличаются кальцитовым составом цемента, имеющим микрокристаллическую структуру. В обломочной фракции преобладают зерна плагиоклаза (50–55%). Несколько меньше кварца (40–45%). Наблюдается коррозия зерен кварца и замещение их кальцитом.

Алевролиты (станции 799-1, 799-2, 800, 1315-1, 1330, 1334, 1345-2, 1362, 1364) встречаются в виде угловатых слабосцементированных образцов, в свежем изломе имеющих желтовато-зеленый и табачно-зеленый цвет. Обычно присутствуют псефитовая и псаммитовая фракции, состоящие из окатанных в разной степени и угловатых обломков базальтов, гиадобазальтов, вулканического стекла. На Исландском плато и Ян-Майенском хребте состав псефитовых и псаммитовых обломков очень разнообразен и, кроме отмеченных выше, включает граниты, гнейсы, сланцы, известняки, красноцветные песчаники и другие породы.

Химический состав (в %) осадочных пород Исландского плато

Станция	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
799-2	11	30,14	0,72	17,18	4,62	1,33	0,17
800	1	42,81	2,38	16,02	20,13	0,06	1,07
1362	1-	59,30	н.о.	14,47	8,43	н.о.	0,22
1364	1	62,56	То же	12,60	6,89	То же	0,41
1390	1	36,82	"	14,92	18,25	"	0,28
1390	1-а	19,00	"	6,20	27,10	"	17,37
1390	2	49,94	"	13,11	17,57	"	0,31
1353	1	53,80	"	16,40	7,81	"	0,28
799-1	12	58,36	1,36	16,68	5,96	1,33	0,16
799-1	13	56,62	1,30	17,45	8,98	0,66	0,13
801	13	52,04	0,76	9,25	22,96	0,04	0,40
770	6	19,77	0,72	7,55	4,55	0,98	0,38
1350	6	46,36	н.о.	11,59	5,26	н.о.	0,58
779-1	13-а	55,94	1,15	17,76	8,40	1,04	0,08

П р и м е ч а н и е. Н.о. — не определено. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Записгеолуправления (аналитик И.А. Дубровская) и в Лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения Института океанологии (аналитик А.В. Мельник).

Алевритовая фракция породы имеет еще более разнообразный состав. Наиболее обильны (до 60%) основные плагиоклазы. Зерна кварца (до 20%) особенно часто встречаются на Ян-Майенском хребте и Исландском плато. Здесь отмечается и высокое содержание биотита и мусковита (до 20% в пересчете на породу). Характерно присутствие зеленого биотита. Встречаются зерна глауконита, роговой обманки, турмалина, циркона, рутила. Некоторые образцы содержат до 10% кислой и основной пирокластике. Иногда (станция 800, обр. 1) пирокластикой сложены отдельные прослои толщиной до 1 см. Большая часть пирокластике представлена прозрачным кислым вулканическим стеклом.

Форма стекловатых частиц круглая и каплеобразная. Вокруг них развита тонкая пленка гидрогетитового состава. Цементом здесь также является бурожелезистая масса. Алевролиты, содержащие прослои пирокластике, заметно обогащены Fe₂O₃. Повышено в них и содержание TiO₂ и MnO (табл. 13, проба 2). Скорее всего источником повышенных концентраций этих элементов является вулканический материал. Не исключено, что ожелезнение и омарганцевание — результат гидротермальной деятельности. Образцы алевролитов и других осадочных пород на Ян-Майенском хребте (станция 1390) содержат прожилки и линзы буро-черных окислов Fe и Mn мощностью от долей сантиметра до 10–15 см. Как видно из табл. 13 (пробы 6 и 7), содержание Mn в "прослоях" и алевролитах меняется в значительном диапазоне и не коррелируется с Fe. В некоторых образцах алевролитов обращает на себя внимание высокое содержание SiO₂ (пробы 3, 9, 10). Это обусловлено повышенным содержанием в породе кварца и слюды.

Алевролиты фосфатистые встречены на Ян-Майенском хребте (станция 799-1, обр. 11-а) и на хребте Кольбейнсей (станция 1350, обр. 6). В первом случае это плоские угловатые образцы размером до 10 x 8 x 3 см. Цвет их темно-серый в свежем изломе и желто-серый на выветрелой поверхности. В породе много пустот — следов камнеточцев. Песчано-алевролитовые зерна представлены угловатыми и слабоокатанными обломками полевого шпата (60–70%), кварца (10–15%), базальта (3–5%), бурого вулканического стекла (2–3%), циркона (единичные зерна), глауконита (единичные зерна), листочки мусковита (2–3%) и биотита (2–3%). Цемент — глинисто-фосфатная масса, в которой рассеяны плохо различимые фосфатные глобулы.

На хребте Кольбейнсей образцы фосфатистых алевролитов имеют неправильную форму; размер образцов до 4 x 3 x 3 см. Они слабо литифицированы, пористые,

и хребтов Ян-Майенского и Кольбейсей.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O ⁺
1,58	19,23	5,52		10,28	9,46	2,30
3,29	1,11	4,23		0,38	8,51	4,70
н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,14	н.о.	н.о.
То же	То же	То же		0,19	То же	То же
"	"	"	"	0,39	"	"
"	"	"	"	0,56	"	"
"	"	"	"	0,05	"	"
"	"	"	"	0,11	"	"
2,64	1,55	5,31		0,15	6,38	2,91
2,83	1,13	2,08	2,88	0,26	6,15	н.о.
3,62	0,56	3,66		0,16	6,75	5,23
2,50	33,11	2,10	1,30	0,35	25,49	0,57
н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7,27	н.о.	н.о.
3,40	1,07	4,76	То же	0,15	6,14	То же

с ходами илоедов. В базальном фосфатисто-глинистом цементе находятся алевритовые угловатые зерна основных плагиоклазов, базальтов, вулканического стекла, пироксенов. Содержание P₂O₅ равно 7,3%. Содержание других компонентов близко к содержанию их в базальтах (табл. 13, проба 13).

Аргиллиты (станции 799-2, 1344, 1345-1, 1345-2, 1353, 1362, 1364, 1390) широко развиты на Исландском плато и на Ян-Майенском хребте. Это слаболитифицированные породы с переменным количеством псефитового, псаммитового и алевритового материала. Имеются переходные разности от аргиллитов к алевролитам, а содержание галек в аргиллитах бывает иногда настолько высоким, что их следует называть гравийными.

Данные гранулометрического анализа (табл. 14) показывают, что содержание пелитовой фракции обычно около 70%, алевритовой — 15–20%, песчаной — 15–20%.

Очень характерна для аргиллитов трещиноватость и отдельность. В меньшей мере этими свойствами обладают и алевролиты. Образцы аргиллитов, драгированные на уступах Ян-Майенского плато и Ян-Майенского хребта, легко разбиваются при ударе по определенным системам трещин, среди которых особенно четко выражено три направления. Одно из направлений совпадает с плохо заметной слоистостью, т.е. является почти горизонтальным или слабонаклонным. Второе расположено под углом 60–70° к первому. Третье направление трещин перпендикулярно к первому, т.е. является почти вертикальным. Из-за четкого развития этих трех направлений трещин образцы аргиллита часто имеют форму скошенных призм. Интересно, что по стенкам трещин развиты пленки и тонкие корочки железо-марганцевых гидроокислов, мельчайшие кристаллы кварца, хлоритоподобная масса.

Таблица 14

Гранулометрический состав (в %) аргиллитов и туфоаргиллитов Исландского плато

Станция	Фракция, мм							Всего
	> 0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	
1390	1,42	12,81	5,93	12,25	14,47	31,38	21,74	100
1362	2,35	14,44	4,93	9,15	68,26	—	—	99,13

Состав (в %) алевролитовых и песчаных фракций аргиллита (станция 1362, обр. 1)

Минералы, обломки пород, биогенные остатки	Фракция, мм				
	0,05–0,1	0,1–0,25	0,25–0,5	0,5–1,0	> 1,0
Лимонит-гематит	–	0,3	–	–	–
Магнетит-ильменит	2,3	1,8	0,3	–	–
Лейкоксен	0,7	–	–	–	–
Рутил	0,3	–	–	–	–
Пироксен моноклиный	–	1,1	–	0,3	–
Роговая обманка	5,7	1,0	1,0	–	–
Эпидот-цоизит	1,3	0,3	–	–	–
Циркон	0,7	–	–	–	–
Гранат	1,7	2,1	0,3	0,6	–
Хлоритоид	1,3	–	–	–	–
Дистен	0,3	–	–	–	–
Ставролит	–	0,3	–	–	–
Обломки базальтов	–	–	–	1,2	25,5
Вулканический пепел	1,3	–	–	–	–
Мусковит	1,7	1,4	1,6	0,3	2,0
Хлорит	4,0	2,1	0,5	–	–
Биотит	3,7	0,3	0,5	0,3	–
Глинистые агрегаты	10,1	3,9	1,0	12,9	5,9
Плагиоклазы кислые	25,8	6,3	0,2	4,1	4,0
Плагиоклазы основные	6,4	1,0	–	–	–
Кварц	31,9	77,8	94,6	79,9	62,7
Фораминиферы	0,7	–	–	–	–
Сумма	99,9	99,7	100,0	99,9	100,1

Окраска аргиллитов желтовато-зеленая, табачно-зеленая. На выветрелой поверхности, контактирующей с водой, развиты железо-марганцевые пленки и корки.

Псефитовая фракция породы представляет окатанные и угловатые обломки и глыбы базальтов, гранитов, гнейсов, кварцитов, известняков, песчаников и других пород. Песчаные и алевритовые зерна состоят из полевого шпата, кварца, пироксена, роговой обманки, эпидота, листочков слюды (биотита и мусковита). Многочисленные угловатые частички гиалобазальтов, вулканического стекла, черного непрозрачного вулканического пепла, палагонита (табл. 15).

Пелитовая фракция, по данным дифрактометрии, состоит из рентгеноаморфного материала, гидрослюды, хлорита и монтмориллонита. Вторичные минералы в аргиллитах представлены хлоритами, кальцитом, кварцем, гидрогетитом. Хлориты зеленоватого цвета, слабоанизотропные и изотропные. Они образуют зачаточные оолитовые оболочки вокруг обломков базальтов и палагонитов, а также слагают тонкие прожилки. Кальцит отмечается в виде редких розетчатых и призматических кристаллов. Кварц — в виде тонких линзовидных прожилков и сыпи кристаллов по стенкам трещин.

Фосфатистый аргиллит встречен на одной из подводных гор Ян-Майенского хребта (станция 799-1, обр. 11).

Образцы плоские, угловатые, размером до 20 x 15 x 8 см. По сравнению с нефосфатными фосфатистые аргиллиты — довольно прочные вязкие породы. Они с трудом разбиваются молотком. Цвет их желто-серый на выветрелой поверхности и несколько более темный в свежем изломе. На поверхности образцов видны следы камнеточев. Структура пород алевропелитовая, текстура неяснослоистая. Алевритовые и песчаные частицы занимают 10–15% поверхности шлифа. Они состоят из таблитчатых и угловатых зерен плагиоклаза (50–60%), угловатых и в разной степени окатанных зерен кварца (30–40%), листочков биотита (2–3%), мусковита (1–2%), единичных зерен моноклиного пироксена, роговой обманки, цирко-

на, цеолитов (?) и зеленовато-желтого вулканического стекла. Отмечается глауконитизация биотита. Органические остатки редки и в очень плохой сохранности, похожи на ядра фораминифер и ожелезненные панцири радиолярий. Фосфат изотропный, находится в тесном срастании с глинистыми минералами и в виде очень мелких, редко рассеянных округлых выделений. У фосфатной пелитовой массы $N = 1,602$, что отвечает курскиту. По данным рентгендифрактометрии, фосфатистый аргиллит состоит из кварца, гидрослюда, каолинита, хлорита. Содержание P_2O_5 в аргиллите — 10,28% (табл. 13, проба 1).

Известковистые аргиллиты (станция 799-1, обр. 10) обнаружены в виде нескольких мелких (до 5 x 3 x 0,5 см) плоских угловатых обломков светло-серого цвета. Структура породы алевритовая, текстура массивная. Алевритовая фракция состоит из угловатых и слабоокатанных зерен кварца (50–60%), таблитчатых и угловатых зерен плагиоклаза (40–50%), единичных зерен глауконита, гидрогетита, листочков мусковита и хлорита. Цемент известковый, базального типа.

Известняки и мелоподобные известняки встречены в небольшом количестве на хребтах Ян-Майенском, Кольбейнсей и Рейкьянес в зонах разлома Гиббса и Ян-Майенского и на подводной горе Богорова (станции 770, 783-1, 799-1, 801, 1324, 1330, 1332, 1350). По внешнему виду эти породы походят на алевролиты, отличаясь светло-серой и белой окраской, а иногда и мелоподобным строением. По составу выделяется ряд разновидностей: окремненные, песчанистые, фораминиферовые, коралловые известняки. Мелоподобный окремненный известняк (станция 801, обр. 12) обладает пелитоморфной структурой, слоистой текстурой. Содержит редкие остатки фораминифер и других организмов, частично замещенных халцедоном. В известняке содержатся халцедоновые прослойки и линзочки толщиной до 1 см.

Песчанистые фораминиферовые известняки (станция 801, образцы 8 и 11, станция 770, обр. 1) образуют группу пород, переходную к песчаникам и алевролитам. В таких известняках содержание псаммитовой и алевритовой фракций достигает 40%. Минеральный состав этих фракций следующий: кварц (40–50%), плагиоклаз (40–50%), биотит (1–2%), биогенные известковые остатки (до 8%). Зерна кварца и плагиоклаза несут следы коррозии и замещения кальцитом. Иногда (станция 770) в известняках присутствует окатанная галька и угловатые обломки гранитов, гнейсов, кварцитов, базальтов и других пород.

Среди органогенных известняков встречено две разновидности: коралловые и фораминиферовые. Фораминиферовые известняки (станция 799-1, обр. 10-а; станция 1330, обр. 8; станция 1332, обр. 6) на 20–30% состоят из раковин фораминифер. В небольшом количестве (до 10%) отмечаются раковины моллюсков. Цементом служит афанитовая известковая масса. Коралловый известняк (станция 801, обр. 12-а) состоит из остатков колониальных кораллов (60–70%), раковин моллюсков (около 10%) и известковых биогенных остатков неизвестного происхождения. Цемент известковый афанитовый.

Хлоритово-глинистые сланцы (станция 799-1, образцы 7 и 13) встречаются при драгировании западного склона горы в южной части Ян-Майенского хребта. Сланцы представлены небольшими (не более 10 x 5 x 3 см) плоскими угловатыми обломками и щебенкой с острыми краями. Одной драгировкой в основании горы было собрано около 100 шт. таких обломков общим весом около 10 кг. Сланцы обладают алевропелитовой и blastopelитовой структурами. Текстура сланцеватая. Алевритовая фракция содержится в количестве 15–20%. Редко содержание ее повышается до 35%. В составе алевритовой фракции больше всего полевых шпатов (до 60%), представленных sdвойникованными табличками плагиоклаза. Кварц (до 40%) в изометричных зернах. Отмечаются листочки мусковита (до 5%), мелкие единичные призмы ромбического пироксена (гиперстена), частички гидрогетита (5–8%), кристаллики кальцита (до 3%), мелкие халцедоновые включения округлой формы. Вокруг минеральных зерен развивается пленочный цемент хлоритового состава. Пелитовая фракция породы состоит из микрорзернистой чешуйчатосланцевой массы хлорито-глинистого состава.

Состав (в %) алевритовых и песчаных фракций
туфоаргиллита (станция 1390, обр. 1-а)

Минералы, обломки пород, биогенные остатки	Фракция, мм				
	0,05—0,1	0,1—0,25	0,25—0,5	0,5—1,0	> 1,0
Лимонит-гематит	0,3	—	0,9	—	—
Магнетит-ильменит	0,6	—	—	0,3	—
Лейкоксен	—	—	0,6	—	—
Пироксен моноклинный	0,3	—	0,3	—	—
Роговая обманка	0,3	0,3	—	—	—
Эпидот-цоизит	0,3	0,7	—	—	—
Гранат	0,3	0,7	—	—	—
Обломки базальтов	1,3	0,7	—	—	—
Вулканическое стекло	—	2,0	—	—	—
Вулканический пепел	4,2	31,8	3,2	2,5	—
Пирокластика измененная	0,3	47,4	—	—	—
Хлорит	0,3	—	—	—	—
Глинистые агрегаты	84,7	—	81,9	76,4	82,8
Плагиоклаз кислый	0,7	5,9	—	—	—
Плагиоклаз основной	5,8	3,1	0,3	1,8	—
Кварц	—	6,2	12,9	18,9	17,2
Цеолит	—	0,3	—	—	—
Фораминиферы	0,3	0,7	—	—	—
Сумма	99,7	99,8	100,1	99,9	100,00

По данным химического анализа (табл. 13, проба 10), сланцы характеризуются повышенным содержанием кремнезема SiO_2 (56,6%) и K_2O (2,9%) при соотношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, равном 1,4. Это свидетельствует о континентальном источнике сноса, давшем материал для образования осадка, из которого образовался впоследствии сланец.

Глинистые филитизированные сланцы (станция 794-3, обр. 16) подняты с западного склона горы, несколько севернее предыдущей станции (табл. 12). Сланцы составляют около 20% (10 кг) поднятого каменного материала, большая часть которого представлена базальтами. Плоские угловатые обломки сланцев, часто выколотые по системе трещин, имеют примерно одинаковый размер (от 10 x 5 x 4 до 15 x 8 x 6 см). На поверхности неравномерно развита тонкая железистая и марганцовистая пленки. Цвет сланцев желто-серый на выветрелой поверхности и темно-серый в свежем изломе. Структура сланцев алевро-пелитовая, текстура сланцеватая. Алевритовая фракция представлена кислым и средним плагиоклазом (20–30%), окатанными зернами кварца (5–10%) с волнистым угасанием, листочками гидратированного биотита (10–15%) и мусковита (1–2%), частичками гидроокислов железа (5%), единичными зернами кальцита. Глинистые минералы (50–60%) зеленовато-желтого цвета, чаще бесформенные, микролистоватые со слабым плеохроизмом и реликтами спайности.

Туфоаргиллиты (станция 1390, обр. 1-а) встречаются на Исландском плато и были определены при изучении пород под микроскопом. По внешнему виду они очень похожи на аргиллиты, также слабо литифицированы, содержат гальку и угловатые обломки пород различного состава. Грубообломочная (псефитовая) фракция является материалом ледового и айсбергового разноса. Количество фракции размером более 1 мм в образцах непостоянно и варьирует от 1 до 20%. Содержание песчаной и алевритовой фракций также непостоянно. Содержание пелитовой фракции обычно превышает 50%.

Петрографический состав псефитовой фракции очень разнообразен. Граниты, гнейсо-граниты, гнейсы представлены в угловатых и слабоокатанных обломках, составляющих до 50% псефитовой фракции. Обломки базальтов, пироксенитов,

кристаллических сланцев, мраморов, известняков, кварцевых и полимиктовых песчаников, кварцитов и других пород составляют другую половину фракции. Среди зерен песчаной фракции существенно преобладают глинистые агрегаты, затем следует вулканический пепел, вулканические стекла и кварц (табл. 16). Такое же соотношение состава зерен наблюдается и в алевроитовой фракции. Частишки вулканического пепла и стекла имеют округлую и неправильную форму. Вулканические стекла кислые (бесцветные) и базальтовые (бурые). Бесцветные стекла обладают полосчатым строением. Иногда наблюдается замещение части полос хлоритоподобной массой зеленоватого цвета. Обломки бурого стекла подвергаются хлоритизации по периферии. Цементирующая пелитовая масса базального типа занимает около 2/3 поверхности шлифа. Она состоит из слабополярного и изотропного вещества.

В заключение следует сказать о возрасте изученных пород и причинах литификации. Плохая сохранность фауны и флоры, встреченных в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, препятствует точному определению их возраста. В единичных образцах (станция 1364, обр. 1), по заключению Н.П. Лукашиной, присутствуют *Globigerina pachyderma*, *Cossidulina* sp., *Eponides* sp., *Nonion* sp., *Quangeloculina* sp., *Lagena* sp., *Dyocibicicus* sp., развитые с мезозоя по настоящее время. Аналогичные остатки встречены и в осадочных породах хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей и подводной горы Богорова. Основываясь на этом, можно заключить, что осадочные и вулканогенно-осадочные породы гребневых зон хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей, тектонических участков Исландского плато и вершины подводной горы Богорова сравнительно молодые, не древнее неогеновых. Литификация этих пород происходила в приповерхностной части земной коры без признаков погружения на значительные глубины. Об этом свидетельствует отсутствие рассланцевания, следов деформации остатков фауны, наличие высокой пористости, низкая плотность пород.

Главными причинами литификации осадочных пород в гребневой зоне хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей и на подводной горе Богорова являются температурный прогрев осадка за счет тепла из остывающих базальтовых лав и силлов, хемогенное осаждение карбонатов, а иногда фосфатов и гидроокислов железа и марганца из иловых и термальных вод.

На Ян-Майенском хребте и уступах Исландского плато причины литификации осадочных и вулканогенно-осадочных пород, по-видимому, несколько отличаются от тех, которые существуют на хребтах Рейкьянес и Кольбейнсей. Здесь большую роль играли тектонические нагрузки, вследствие которых породы были рассланцованы и филлитизированы. Можно предполагать, что эти структуры и в особенности Ян-Майенский хребет погружались на значительную глубину, в результате чего осадки были значительно уплотнены и претерпели стадию хлоритового метаморфизма. Затем они были выведены восходящими тектоническими движениями на поверхность дна океана.

ГАЗЫ В ВОДАХ И ДОННЫХ ОСАДКАХ

Газы, присутствующие в растворенном состоянии в морях и океанах и сорбированные донными осадками, как известно, являются геохимическими индикаторами процессов, происходящих внутри гидросферы, а также процессов ее взаимодействия с атмосферой и литосферой. Соответственно в генетическом отношении газовая фаза водной толщи и донных осадков представляет сложно взаимосвязанную смесь компонентов воздуха, продуктов преобразования органического вещества и различных химических реакций, а также газовых компонентов, мигрирующих из недр земной коры и мантии.

В зависимости от условий водной среды (температуры, солености, характера циркуляционного перемешивания и некоторых других факторов) устанавливаются определенные соотношения между содержанием генетически разнотипных газовых компонентов. В газовой фазе донных осадков эти же соотношения обусловлены составом и сорбционными свойствами осадков, содержанием рассеянного органического вещества, интенсивностью биохимических процессов и плотностью миграционного потока. Следовательно, особенности формирования состава газовой фазы вод и донных осадков акваторий могут быть правильно и полнее интерпретированы на основе изучения содержания по возможности широкого спектра индивидуальных компонентов и с учетом особенностей вмещающей среды.

Здесь рассмотрены результаты исследования содержания семи газов (метана, этана, пропана, бутана, Ar, He и N₂) и предпринята попытка объяснить некоторые особенности их распределения и взаимосоотношения. Выбор данного спектра газов предопределен задачей выявить следы миграционного потока, поступающего из земной коры в разных геотектонических зонах дна Северной Атлантики, установить его качественный состав и оценить в какой-то мере интенсивность.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Особое внимание при изучении газов, растворенных в воде, было уделено придонному слою. Из этого слоя специальным донным пробоотборником (ПД) конструкции Института океанологии АН СССР (В.И. Авилов, Е.М. Сабуренков) отбирались герметичные пробы на уровне 2–3 м над донной поверхностью. Отбор проб из других горизонтов осуществлялся морскими батометрами БМ-48. Образцы донных осадков были получены из грунтовых колонок, взятых поршневой и прямоточной трубками длиной 6 и 3 м соответственно. Отбор проб донных осадков производился на всех станциях из базального слоя (10–15 см выше подошвы грунтовой колонки) и из средней части колонки.

Пробы воды и грунта подвергали дегазации на вакуумно-ультразвуковой установке. Установка состоит из приемной колбы (или дегазационного стакана для проб грунта), помещенной в цилиндре ультразвукового излучателя марки УТС-1М; системы осушителей для удаления паров воды; компрессионного ртутного насоса Темплера; калиброванного объема; двух манометров; ультразвукового генератора и вакуумного насоса.

Пробы воды из батометров типа БМ-48 или специальных пробоотборников типа ПД через предварительно вакуумированный шланг без соприкосновения с атмосферой переводились в приемную колбу, предварительно вакуумированную до 10^{-2} мм рт. ст., в которой под действием вакуума и ультразвука производилась их дегазация. Пробы влажного грунта в объеме 3–5 см интервала колонки (100–200 г) после взвешивания помещали в дегазационный стакан, заливали насыщенным соляным раствором и герметизировали. В течение 2–3 ч после доставки в судовую лабораторию образцы взбалтывались в герметичном стакане и подключались к вакуумно-ультразвуковой установке, где дегазировались. Выделенный газ, проходя через осушители с хлористым кальцием и перхлоратом магния, перекачивался насосом Темплера в калиброванный объем. За счет опускания ртути в насосе при дегазации каждой пробы 5–6 раз создавалось дополнительное разрежение, что способствовало более полной дегазации. Полнота дегазации (согласно расчетам – 98%) проверялась по контрольным пробам и при каждой дегазации контролировалась с помощью манометров. Время, необходимое для полной дегазации одного образца, составляло в среднем 20 мин – для проб воды и 30 мин – для проб грунта.

Далее определялось общее количество выделенного газа и объем воды, из которой он был выделен. Затем часть газа отбиралась для хроматографического анализа содержания углеводородных газов $\text{He} + \text{H}_2$ и N_2 , а другая часть запаивалась в стеклянные ампулы для последующего определения содержания He и Ar .

Осуществление ускоренной дегазации проб и дальнейшего хроматографического экспресс-анализа в судовой лаборатории имеет большое значение для получения корректных данных. Особенно важно это при изучении углеводородов, присутствующих в микроколичествах и способных подвергаться биохимическим преобразованиям или новообразовываться в результате бактериальных процессов. Как показали биохимические эксперименты во ВНИИЯГГ, срок хранения проб должен быть не более 2 сут. При более длительном хранении образцов, несмотря на герметизацию и охлаждение ($0 \div 5^\circ\text{C}$), установлено значительное изменение концентраций метана и тяжелых углеводородных газов (Четкова, 1975). Попытки некоторых американских исследователей приостановить бактериальные процессы во время хранения образцов введением хлористой ртути приводили к полному исчезновению непредельных углеводородов (Swinerton, Linnenbom, 1967).

Экспресс-анализ состава газов в судовой лаборатории представляет одну из положительных сторон примененной методики. Использование газовой хроматографии для этих целей впервые осуществлено в СССР и за рубежом только в последние 3–4 года (Геодакян и др., 1973; Brooks, Sackett, 1973).

Измерение микроконцентраций газов с помощью хроматографов, как известно, возможно только при условии применения в приборах высокочувствительных ионизационных детекторов. Из освоенных детекторов этого типа для анализа углеводородных газов пригодны пламенно-ионизационный и аргонный детекторы. Небольшие объемные содержания углеводородов (метана – на уровне $4 \cdot 10^{-3}\%$, более тяжелых – $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-6}\%$), извлекаемых из грунта, а также необходимость измерения перманентных газов определили выбор аргонного детектора.

Потребовалось создание специальной хроматографической установки, которая обеспечила соответствующую чувствительность для разных газов и возможность проведения экспрессного анализа. Использование системы двух детекторов (катарометра и аргонно-ионизационного) и одной разделительной колонки позволило провести газовый анализ и определить содержание O_2 , $\text{He} + \text{H}_2$, CH_4 и более тяжелых углеводородных газов. Разделение газа проводилось на колонке длиной 2,5 м с внутренним диаметром 3 мм, заполненной прокаленным при температуре 120°C силикагелем фракции 0,5–0,25 мм. Температура колонки и детекторов была комнатной. В качестве газа-носителя использовали высушенный Ar . Очистка Ar и стабилизация потока осуществлялась при помощи специаль-

ных фильтров, заполненных молекулярными ситами 5Å и панелью с газовым редуктором и дросселем. В газовой линии поддерживалось постоянство давления и расхода газа-носителя. При работе с аргонно-ионизационным детектором минимальная определяемая объемная концентрация для углеводородов C_3-C_4 не превышала $10^{-6}\%$.

Качественная идентификация разделяемых компонентов производилась по калибровочным смесям. Количественное определение концентрации компонентов производили методом абсолютной калибровки. Калибровочные смеси с концентрациями углеводородных газов, близкими по значению анализируемым газовым компонентам, были составлены на специальной установке и переведены в газовые баллончики под давлением до 5 кг/см^2 (для поддержания постоянства газового состава и увеличения срока хранения смеси). Концентрации газов рассчитывали из двух-трех параллельных анализов для каждой пробы.

Анализ Ar и N_2 в пробах воды проводился на серийном хроматографе УХ-2, а He — на приборе ПТИ-7А. Калибровка производилась по атмосферному воздуху через каждые две-три пробы. Точность одного определения объемного содержания газов составляла $\pm 3-4\%$.

Использование инертных газов в качестве индикаторов геохимических процессов в последние годы основывается на сопоставлении не только значений концентраций этих газов, но и величины Δ^1 (Craig, Weiss, 1968). Величина Δ определяется как процент отклонения количества газа, растворенного в 1 л воды при потенциальной температуре образца, от равновесного содержания, определенного по специальным таблицам. При этом исходят из замеренных величин температур и солености при общем давлении в 1 атм, включая давление паров воды. Аналитическое выражение для Δ можно записать в виде (Craig, Weiss, 1971)

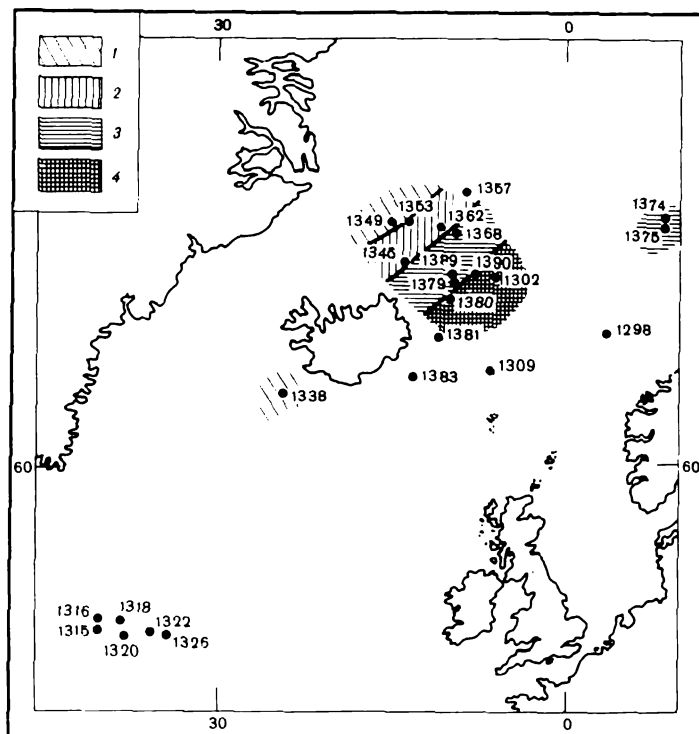
$$\Delta i = \Delta P - 100 \left[\frac{d \ln C_i}{dT} \right] \Delta T + \frac{X_i^a}{C_i} + f_i,$$

где ΔP — отклонение среднего атмосферного давления от 1 атм; C_i — равновесная концентрация i -го газа; ΔT — изменение температуры воды за счет нагрева вблизи донной поверхности; X_i — объемная часть i -го газа в сухой атмосфере; a — количество воздуха, захваченного водой на поверхности за счет волнения; f_i — приток i -го газа и вклад других процессов.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ

Результаты изменения содержания газов в морской воде и донных осадках Северной Атлантики получены по пробам, собранным в 10-м (1971 г.) и 15-м (1973 г.) рейсах нис "Академик Курчатов". Станции газометрических исследований (рис. 54) приурочены к самым различным геотектоническим зонам: к рифтогенным хребтам Рейкьянес и Кольбейсей (станции 1338, 1349), трансформному разлому Гиббса (станции 1316, 1326 и др.), погруженным континентальным блокам земной коры Исландского плато, Фарерско-Исландскому порогу, плато Воринг (станции 1298, 1309 и др.) или, наоборот, зонам с типично океаническим типом осадочного покрова (станция 1357). Всего в двух экспедициях определены содержания углеводородных газов Ar, He, N_2 , O_2 по 120 пробам морской воды (из них 17 проб из придонного слоя) и 28 пробам донных осадков. Такие полные газометрические определения осуществлены в этих акваториях впервые. Для геолого-геохимической интерпретации результатов измерений использовались материалы попутной геофизической съемки, выполненной на нис "Академик Курчатов", предварительные результаты бурения в 38-м рейсе БС "Гломара Челленджера", а также некоторые опубликованные работы (Johnson e.a., 1972).

¹ По Крейту и Вейсу, под Δ понимается разность между измеренной и равновесной концентрациями (при идентичных температурах).



Р и с. 54. Расположение станций газометрических измерений и схема газовой-геохимической зональности

1 — отсутствие углеводородов и относительно низкие ΔHe ; 2 — низкое содержание углеводородов и аномально высокие ΔHe ; 3 — повышенное содержание углеводородов и ΔHe ; 4 — аномально высокое содержание углеводородов и повышенные значения ΔHe

Углеводородные газы

Максимальное содержание углеводородов в морской воде установлено в придонной пробе станции 1302 (глубина 3196 м). По данным двух независимо проведенных измерений, на хроматографах с аргонно-ионизационным и ионно-пламенным детекторами установлены концентрации метана и этана соответственно $9,76 \cdot 10^{-4}$ и $22,72 \cdot 10^{-6}$ мл/л. В пробе придонной воды этой станции, кроме того, отмечены следы пропана. Это — единственный случай качественной его регистрации в морской воде исследуемой акватории в пределах чувствительности приборов ($n \cdot 10^{-6}\%$). В пробах воды, отобранных в этой станции с глубины 2200 м, хотя и в меньших количествах, отмечено также содержание метана ($8,4 \cdot 10^{-4}$ мл/л) и этана ($19,82 \cdot 10^{-6}$ мл/л). Интересно сопоставить эти данные с измерениями американских исследователей (Lamontagne e.a., 1973). Согласно последним, содержание метана в пробах с глубины 2400 м по Норвежско-Гренландской акватории составляет $1,9 \cdot 10^{-5}$ мл/л, что на два порядка меньше величины, определенной на станции 1302. Возможно, что отчасти столь большая разница в величинах концентраций газа обусловлена различной методикой отбора, дегазации и анализа проб. Однако, учитывая резко повышенные значения, зафиксированные во всех пробах этой станции по сравнению с пробами, отобранными на других станциях, можно сделать вывод об аномально высоком содержании углеводородов в пробах этого района. Высокое содержание метана в пробах станции 1302 сохраняется также и в верхних слоях, на глубинах 400 и 100 м, составляя соответственно $4,3 \cdot 10^{-4}$ и $2,54 \cdot 10^{-4}$ мл/л. По смежной акватории Северной Атлантики (300 км к западу от Исландии) Дж. Суинертон и В. Линненбом (Swinnerton, Linnenbom, 1967) приводят следующие концентрации метана: $4,88 \cdot 10^{-5}$ (с глубины 500 м),

Порода	Стан-ция	Глуби-на, м	Интер-вал от-бора, см	He+H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀
Ил глинисто-алевро-литовый	1357	740	215–219 479–483	–	11,78 17,89	–	–	–
Глина серовато-коричневая	1361	1920	150–155	0,095	36,02	1,295	1,168	0,821
Ил серый	1368	2700	298–303 590–595	0,039 0,273	7,60 17,311	0,339 0,455	0,840 1,184	0,558 0,614
Ил глинистый, серо-вато-коричневый	1379	1536	282–285 548–551	0,077 0,076	28,932 38,772	0,456 0,586	0,786 0,892	0,748 0,790
Ил глинистый, плотный	1380	1446	218–221 541–544	0,163 0,177	23,421 50,265	0,711 0,793	0,955 1,057	0,339 0,957
Ил глинистый, плотный	1381	780	185–188	0,222	6,391	0,416	0,50	Сл.
Песок серовато-коричневый	1383	813	207–211 595–598	0,213 0,442	9,020 51,558	0,403 0,761	0,664 0,933	0,261 0,662
Ил глинистый	1389	1560	56–60 176–180	0,012 0,845	178,2 249,5	0,878 2,010	0,965 1,323	0,512 1,267
Песок серовато-коричневый, уплот-ненный, с включе-нием гравия	1390	1240	–	2,580	331,3	6,417	4,427	7,630
Песок серовато-коричневый	1383	813	207–211 595–598	0,213 0,442	9,020 51,558	0,403 0,761	0,664 0,933	0,261 0,662
Ил глинистый	1389	1560	56–60 176–180	0,012 0,845	178,2 249,5	0,878 2,010	0,965 1,323	0,512 1,267
Песок серовато-коричневый, уплот-ненный, с включе-нием гравия	1390	1240	–	2,580	331,3	6,417	4,427	7,630

$6,0 \cdot 10^{-5}$ (с глубины 30 м) и $4,74 \cdot 10^{-5}$ мл/л (по поверхностному слою). Таким образом, и в пробах из верхних слоев водной толщи фиксируется такой же порядок относительного превышения полученных величин в сравнении с опубликованными данными.

Станция 1302 приурочена к западной бортовой зоне мощного седиментационного бассейна Норвежской впадины в полосе сочленения с относительно приподнятым блоком подводного Исландского плато. Присутствие метана в морской воде в объеме $n \cdot 10^{-4}\%$ измерено в придонных пробах станции 1375, располагающейся вблизи восточной бортовой зоны седиментационного бассейна Норвежской впадины, и станции 1389, приуроченной к зоне поднятий, прослеживающейся в пределах относительно приподнятого блока Исландского плато.

Во всех станциях, расположенных в центральном гребне рифтовых хребтов (1338, 1349), трансформного разлома Гиббса (1316, 1326) и участках дна, характеризующихся мощностью осадочного покрова менее 1,0 км, в газовой фазе придонных проб воды углеводородные газы не зафиксированы. По нашему мнению, эти "негативные" результаты имеют значение для опровержения гипотезы о возможном существовании глубинных очагов генерации углеводородов под дном морей и океанов, представления, появившегося в последнее время в связи с попытками обосновать генетическую связь нефтегазообразования с гипотезой горизонтальных перемещений литосферных плит (Сорохтин и др., 1974).

Измерения углеводородных газов, сорбированных донными осадками (табл. 17), обнаруживают высокие концентрации метана и его гомологов в районе юго-восточ-

ной части подводного Исландского плато, где исследованиями нис "Академик Курчатов" (1971 и 1973 гг.) был установлен осадочный покров мощностью более 3 км. В этой мощной толще методом НСП выявлены структуры типа куполов и складок сжатия вдоль разломов (Geodekyan e.a., 1976). Купола и складки, прослеживающиеся на поверхности "акустического фундамента", местами достигают поверхности дна и обнажаются на дне (рис. 55).

Породы акустического фундамента характеризуются, согласно Г.Б. Удинцеву, А.Ф. Бересневу и Г.Н. Лунарскому, скоростями сейсмических волн 3,7 км/с и, по данным драгировок и отбора проб поршневой трубкой, представлены алевролитами и песчаниками. Сопоставление этих данных с результатами бурения скважин 349, 350 и других на БС "Гломар Челленджер" показывает, что эти породы, по-видимому, следует относить к позднеэоцен-олигоценному возрасту.

В образце драгированных из акустического фундамента пород (станция 1390) определены максимальные (превышение составляет до двух порядков по сравнению с другими пробами грунта) содержания метана и всех его гомологов. В этом районе Норвежского моря высокие содержания метана и более тяжелых углеводородных газов установлены также и в донных осадках, представленных современными илами, а в образцах станции 1383 — песком. За исключением образцов со станции 1381, в газовой фазе в спектре углеводородных газов установлен бутан и его изомеры в пределах от $0,261$ до $7,630 \cdot 10^{-4}$ мл/кг. Интересно, что в соседней акватории Баренцева моря такие же высокие значения содержания углеводородов приурочены к бортовым зонам желобов, погребенных под мощной толщей осадочного чехла (Зорькин, Багиров, 1974). Однако в осадках Баренцева моря присутствие бутана не отмечалось.

В направлении с востока на запад в исследованной части Норвежско-Гренландской акватории отчетливо проявляется тенденция снижения содержания углеводородных газов, сорбированных в донных осадках (см. рис. 55). Этому соответствует последовательное уменьшение общей мощности осадочного покрова. Аналогичная взаимосвязь выявлена между мощностью осадочного чехла и содержанием углеводородов, растворенных в придонном слое воды. Все это позволяет заключить, что общие закономерности распределения углеводородов в воде и осадках определяются интенсивностью миграционного потока этих газов, поступающих ко дну и проникающих в водную толщу из глубоких горизонтов осадочного чехла. Другим подтверждением этого важного вывода является тот факт, что по всем пробам установлено направленное сверху вниз увеличение содержания углеводородов в колонках донного грунта, причем оно не связано ни с повышением содержания органического вещества, ни с гранулометрическим составом. Примечательно, что градиент изменения содержания отдельных углеводородных газов оказывается большим на станции 1389, где измерены максимальные концентрации метана и его гомологов.

Полученные данные по содержанию He , Ar и N_2 в воде подтвердили известное представление о том, что каждый слой имеет свои характерные Δ для различных газов. Так, глубинные воды Северной Атлантики в среднем перенасыщены по Ar и по N_2 (рис. 56); глубинные воды Норвежского и Гренландского морей по Ar и N_2 близки к равновесному содержанию; поверхностный слой в среднем близок к равновесию по Ar и несколько перенасыщен по N_2 ; придонные воды заметно недонасыщены и по Ar и по N_2 .

Распределение температуры, солёности, ΔAr , ΔN_2 и N_2/Ar по глубине для станций 769 и 781 представлено на рис. 57 (Судин, 1972). Так, на станции 769 перенасыщение в слое 10–75 м связано с летним прогревом воды и перемешиванием ее с поверхностным слоем (0–10 м). Вода в слое 75–200 м могла быть образована в результате зимней конвекции, и недонасыщение здесь можно объяснить быстрым охлаждением и опусканием воды, не успевшей прийти в равновесное состояние с атмосферой. Слой воды от 200 до 800 м, по-видимому, принадлежит Северо-Атлантическому течению. Ниже 800 м находится более холодная глубинная вода (температура ниже 0°C). Она немного недонасыщена по Ar и близка к равновесному содержанию по N_2 .

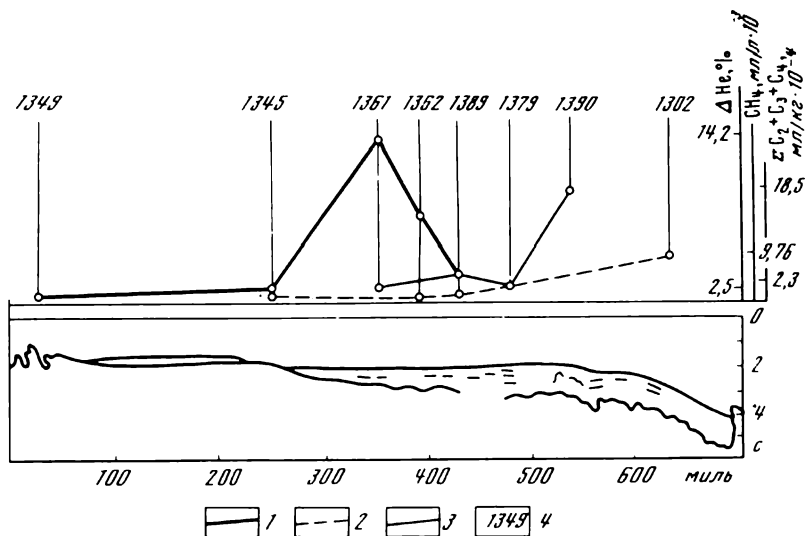


Рис. 55. Схематический геолого-геохимический профиль подводного Исландского плато и смежных районов (Geodekyan et al., 1976)

1 — суммарное содержание углеводородных газов ($C_2 + C_3 + C_4$) в осадках; 2 — содержание CH_4 в придонном слое воды; 3 — количество He в придонном слое воды; 4 — станции; разрез осадочной толщи по данным НСП

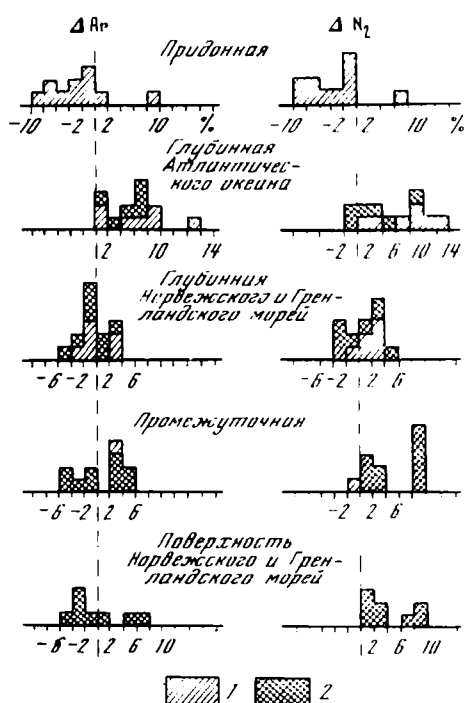
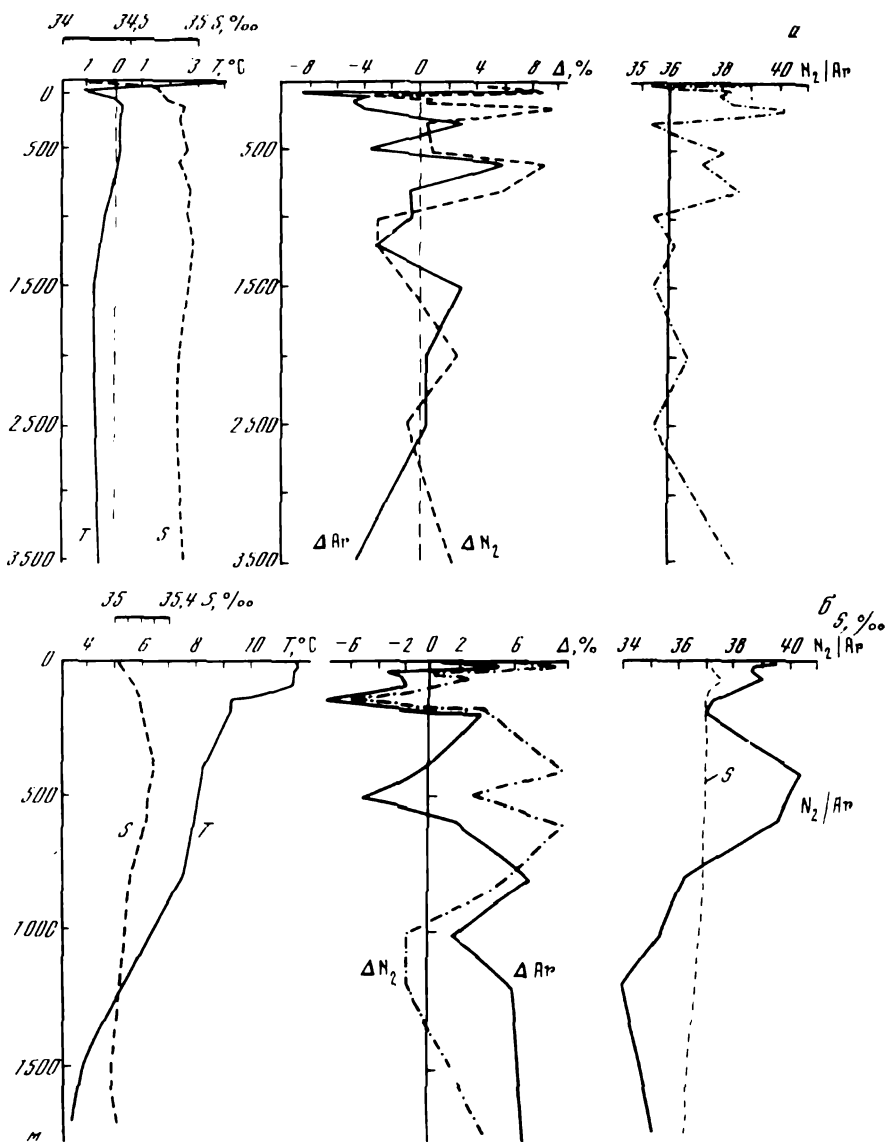


Рис. 56. Частотный график зависимости количества ΔAr и ΔN_2 от глубины отбора проб воды
Рейсы нис "Академик Курчатов": 1 — 15-й и 2 — 10-й

На станции 781 различаются три основных слоя: 0–200 м, 200–800 м и глубже 800 м. Поверхностные, однородные по температуре воды образуются в результате летнего прогрева и ветрового перемешивания. При этом содержание газов на глубине ниже 25 м близко к равновесному, а выше имеется заметное перенасыщение, которое может быть вызвано захватом нерастворившихся пузырьков воздуха. Ниже термоклина, до глубины 800 м находится слой воды с повышенной соленостью, для которого ΔAr , ΔN_2 и N_2/Ar аналогичны этим же величинам в слое 200–800 м на станции 769, что указывает на принадлежность этих слоев отдельным ветвям Северо-Атлантического течения.

Анализ результатов изучения зависимостей ΔAr от ΔN_2 , ΔHe от ΔAr и $(\Delta He - \Delta N_2)$ от $(\Delta N_2 - \Delta Ar)$ и некоторые расчетные данные (табл. 18, 19), позволяют сделать следующие выводы.



Р и с. 57. Характер изменения величины солености (S), температуры (T), ΔAr , N_2/Ar и ΔN_2 с глубиной

a — станция 769; b — станция 782

1) Основными причинами, определяющими ΔAr и ΔN_2 для глубинных вод Северной Атлантики, по-видимому, являются неполное растворение захваченных во время волнения пузырьков воздуха и, возможно, более низкая температура воды по отношению к воздуху в момент их контакта (например, за счет интенсивного испарения). В этом убеждают специально выполненные расчеты.

2) Наблюдаемые Δ для поверхностных вод Норвежского и Гренландского морей могли образоваться за счет таяния морского льда и айсбергов (Matsuo, Miyake, 1966).

3) Отрицательные ΔAr и ΔN_2 для придонных слоев могли быть результатом плохого контакта этих вод с атмосферой в момент их образования (за счет ледового покрова), быстрого опускания охлажденных вод, не успевших уравновеситься с атмосферой.

Расчетные данные по средним величинам Δ (в %) в зависимости от различных процессов

Процесс	Kr	Ar	N ₂	Ne	He
Смешивание двух водных масс ($t_1 = -1^\circ\text{C}$; $t_2 = +15^\circ\text{C}$)	+4,2	+3	+2,4	+1	+1
Захват пузырьков воздуха при волнении (1 см ³ /л)	+1,5	+2,7	+6,1	+9,5	+12,5
Нагрев воды на 1°C	+3	+2,5	+2,3	+1	0
Измерение атмосферного давл- ления (± 15 мм рт. ст.)	± 2	± 2	± 2	± 2	± 2
Добавление 3% воды					
морского льда	—	—3	—2,8	—	—
айсбергов	—	0	+4	—	—
атмосферных осадков ($t = +10^\circ\text{C}$)	—	+0,8	+1	—	+0,7

Т а б л и ц а 19

Содержание газов в водной толще

Стан- ция	Проба	Глу- би- на, м	Потен- циальная темпера- тура, $^\circ\text{C}$ (Craig, Weiss, 1968)	Соле- ность, ‰	Концентрации, см ³ /л			Δ , %		
					He, л · 10 ⁻⁵	Ar	N ₂	He	N ₂	Ar
1316	1	4337	1,79	35,22	4,15	0,357	12,37	2,7	-4,30	-8,80
1316	2	4295	1,79	34,93	4,32	0,375	13,81	6,7	0,30	1,50
1326	1	4197	2,09	34,92	4,81	0,360	12,75	18,8	-3,23	-5,70
1326	2	4199	2,09	35,08	4,66	0,404	14,48	15,2	9,00	7,30
1326	3	4070	2,14	34,93	4,52	0,407	14,71	11,9	9,75	9,00
1326	4	3327	2,48	34,94	4,55	0,390	14,44	12,6	6,30	7,80
1226	5	3318	2,48	34,97	4,62	0,403	14,82	14,4	9,80	10,70
1326	6	2400	2,90	34,96	4,81	0,419	15,05	19,3	15,20	13,50
1338	1	1668	3,30	34,98	4,11	0,341	12,53	2,2	-3,94	-3,40
1338	2	1578	3,85	34,98	4,61	0,373	14,11	14,8	5,07	8,80
1338	4	1024	4,11	34,95	4,58	0,356	13,38	14,3	0,85	3,70
1345	1	1367	-0,85	35,02	4,74	0,369	13,42	15,8	-7,52	-7,20
1349	1	928	-0,17	35,06	4,19	0,368	13,03	2,5	-7,30	-9,80
1349	2	857	-0,17	35,08	4,27	0,385	14,08	4,5	-2,00	-1,10
1349	4	496	0,76	34,97	4,28	0,392	14,24	5,30	2,20	2,10
1349	6	147	0,50	35,01	4,29	0,380	14,08	5,40	-1,55	0,40
1361	1	1918	-1,00	34,90	62,34	0,366	13,48	14,20	-9,20	-7,50
1361	2	1868	-1,00	34,90	6,19	0,401	15,03	50,90	0,00	3,30
1361	3	1839	-0,95	34,88	7,24	0,401	14,74	76,50	0,00	1,50
1361	5	107	-0,57	34,80	6,84	0,407	14,16	67,00	2,52	-1,73
1362	1	1938	-0,76	34,88	33,24	0,392	14,37	7,10	-1,75	-0,60
1362	2	1896	-0,76	34,88	5,34	0,408	15,04	30,20	2,26	4,60
1375	1	3008	-1,10	35,10	4,35	0,398	14,38	6,00	-1,00	-1,30
1389	1	1547	-0,90	34,95	4,84	0,398	14,28	17,90	-0,50	-1,50

Возможно, что отрицательные значения ΔAr обусловлены также процессом сорбции газов донными осадками. Это предположение сделано на основании сопоставления двух проб из придонного слоя станций 1326-1 и 1326-2. Проба со станции 1326-2 (1 м от поверхности дна), захватившая в момент отбора значительное количество взвеси, поднятой со дна гидрологическим грузом, показала перенасыщение, тогда как в пробе со станции 1326-1 (3 м над поверхностью дна) установлено значительное недонасыщение по Ar и N_2 .

Небольшие отрицательные ΔAr и ΔKr (при положительном значении ΔHe) были отмечены и для глубинных вод Тихого океана (Craig, Weiss, 1968). Была предпринята попытка объяснить это явление обменом инертных газов глубоководных базальтов с газами, растворенными в морской воде, так как при медленном остывании эти базальты выделяют некоторое количество He и Ne и поглощают в процессе обмена с водой Ar, Kr и Xe (Dymond, Hogan, 1974). Оказалось, однако, что это явление может привести к небольшим (около 1%) изменениям содержания только для Ne.

С точки зрения понимания глубинных геохимических процессов, представляют интерес данные по содержанию He. Все пробы воды оказались перенасыщены. Наблюдаемые величины ΔHe не могли быть объяснены захватом водой пузырьков воздуха или натеканием воздуха в систему дегазации (что может привести к большому положительным ΔHe), так как это привело бы к значительному увеличению отношения N_2/Ar . Между тем во всех пробах отношение N_2/Ar представляет достаточно стабильную величину в пределах 34,6–37,8. Следовательно, пересыщение He связано, очевидно, с его поступлением в воду из-под поверхности дна. Особенно мощный миграционный поток He устанавливается в придонных пробах 1361-1 и 1362-1, где содержание He превышает равновесное соответственно в 15 и 8 раз. Возможность попадания в прибор во время анализа большого количества атмосферного воздуха исключена, так как полученные концентрации He в газе превышают его концентрацию в атмосферном воздухе. Аналогичное перенасыщение воды He обнаружено недавно в придонном слое оз. Иссык-Куль (Булашевич и др., 1973). Интересно, что проведенное одновременно изучение тепловых потоков озера показывало подобие кривых концентрации гелия и тепловых потоков, коррелирующих с зонами тектонических нарушений. Подобная же связь отмечена и в Тихом океане (Bieri e.a., 1967), однако максимальное перенасыщение здесь не превышало 21% и было приурочено к гребню Восточно-Тихоокеанского рифтогенного поднятия. И в этом случае повышенные ΔHe были выявлены в районе, характеризующемся высокими величинами теплового потока.

Весьма интересно рассмотреть соотношение ΔHe с геологическим строением района подводного Исландского плато и смежных участков (см. рис. 55). Минимальное значение +2,5 отмечается станцией 1349, приуроченной к рифтовому хребту. Максимальные ΔHe – 14,2 и 7,1 зафиксированы станциями 1361 и 1362 соответственно и приурочены к краевой зоне прогиба, выполненного осадочным чехлом мощностью около 1,5 км. Прогиб расположен в смежной к востоку от рифтовой зоны полосе. Далее к юго-востоку по профилю (станция 1389) в придонной пробе ΔHe составляет 17,9. Следует отметить, что здесь станцией 1390 фиксируются повышенные значения $He + N_2$, по-видимому, за счет увеличения процентного содержания N_2 .

Аномально высокое содержание ΔHe на станциях 1361 и 1362 исходя из комплексного рассмотрения геолого-геохимических материалов можно объяснить, скорее всего, миграцией He по глубинным разломам.

Газово-геохимическая зональность

Комплексная интерпретация рассмотренных результатов позволяет выделить четыре газово-геохимические зоны, связанные, на наш взгляд, с процессами, происходящими в земной коре (см. рис. 54). Эти зоны определенным образом увязываются с зональностью газового состава вод, источников и озер, установленной по Исландии (Кононов, Поляк, 1974).

Установленный характер размещения газово-геохимических зон свидетельствует о том, что районы, расположенные к северу и северо-востоку от Исландии, характеризуются, скорее, континентальным, чем океаническим, типом земной коры. Это заключение обосновывается резким возрастанием миграционного потока He , которое, как отмечено во многих работах, связано с активными геохимическими процессами, протекающими внутри гранитного слоя и на контакте континентальной коры с мантией. Известным признаком континентального характера развития земной коры этого региона является выявленная хорошая корреляция содержания углеводородов с мощностью осадочного чехла. Полученные данные подтверждают возможность процессов катагенетического углеводородообразования в седиментационных бассейнах этой области при мощностях осадочного чехла более 1,5 км. Поэтому приподнятые блоки земной коры и в том числе северо-восточный шельф Исландии, юго-восточные районы Исландского плато и плато Воринг заслуживают внимания с точки зрения изучения нефтегазовых перспектив.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И СМЕШАННЫЕ ОСАДКИ, ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СОСТАВ

Северная Атлантика — одна из наиболее активных вулканических областей Мирового океана. Вулканическая деятельность началась, вероятно, с момента зарождения океана, непрерывно продолжалась в течение палеогена, неогена и четвертичного времени и очень активна в настоящее время. По данным исландских ученых (Thorarrinson, 1967), только вулканами Исландии, начиная с 1100 г., было выброшено 29,4 км³ лавы и 10,1 км³ тефры. Кроме того, вулканы извергались на о-ве Ян-Майен и, как показывают данные драгирования и изучения донных осадков, многочисленны подводные вулканы в районе хребта Рейкьянес, Ян-Майен, Кольбейнсей и т.д. Ниже приводится описание вулканогенных и смешанных (вулканогенно-терригенных и вулканогенно-биогенных) современных и позднечетвертичных осадков.

Основное количество проб донных осадков в Северной Атлантике было собрано на судах "Академик Курчатов" и "Михаил Ломоносов" (рис. 58). Именно эти пробы были подвергнуты наиболее полному литолого-геохимическому анализу. Часть проб была собрана на рыбопоисковых судах ПИНРО (Емельянов и др., 1975; Лисицын и др., 1975) и на различных других океанографических судах СССР.

Сбор и предварительная обработка осадочного материала проводились по методике, принятой в Институте океанологии АН СССР (Безруков, Петелин, 1960).

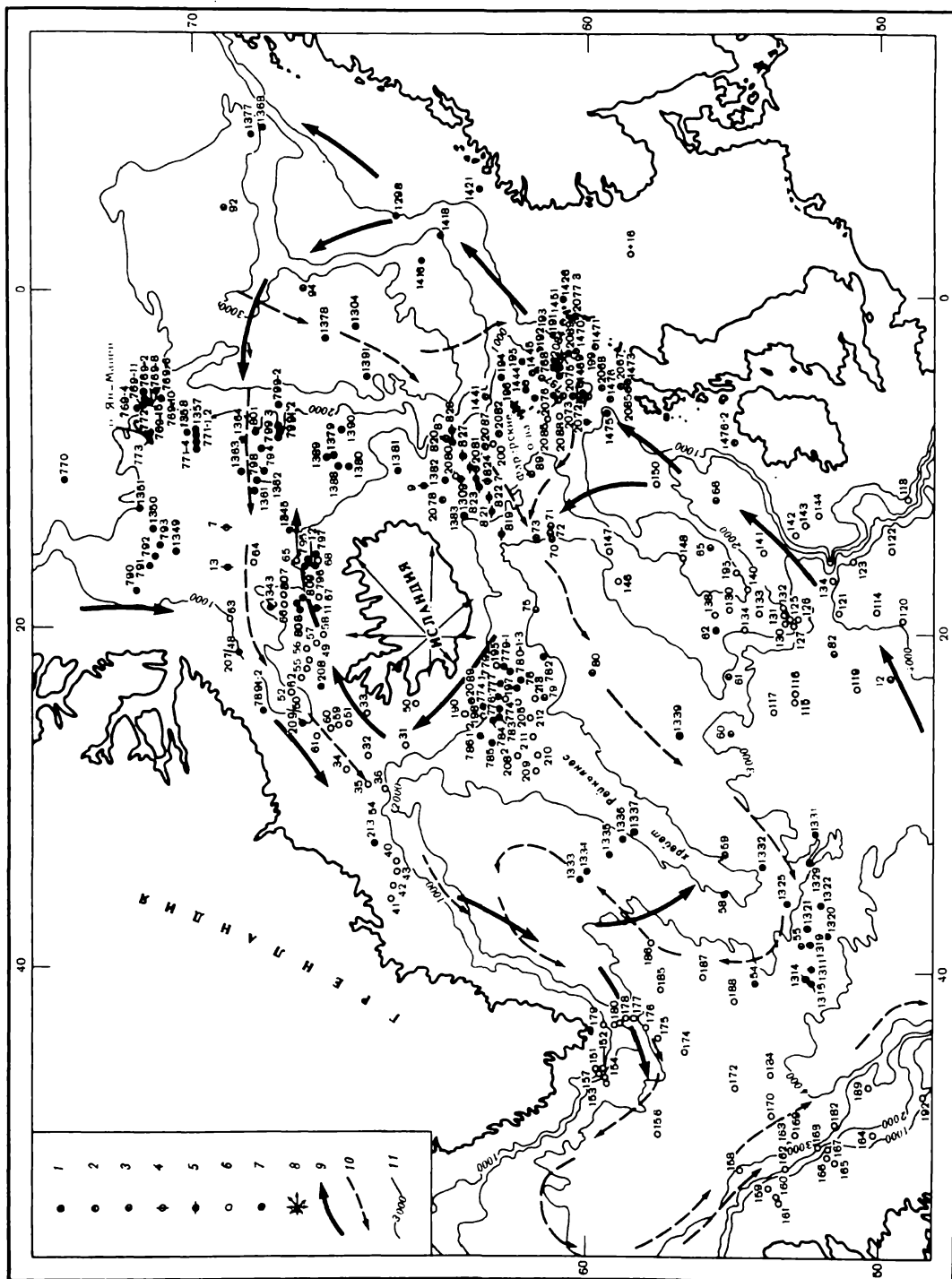
В лабораторных условиях осадки подверглись гранулометрическому, минералогическому и химическому анализам.

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОСАДКОВ

Здесь мы учитывали принципы, рекомендованные "Классификацией..." (1962), разработанной для древних вулканогенных пород, а также принципы, применяемые для современных морских и океанских осадков (Безруков, Лисицын, 1960). Были выделены следующие типы вулканогенных, а также смешанных вулканогенно-терригенных и вулканогенно-биогенных осадков Северной Атлантики (табл. 20). Гранулометрические разновидности осадков подразделяются по преобладающей фракции.

Голоценовые (?) осадки (верхний слой)

В Северной Атлантике наибольшее распространение получили вулканогенно-терригенные, вулканогенно-биогенные (фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые) и вулканогенно-биогенно-терригенные осадки. Затем идут типично биогенные (фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые) и терригенные осадки. Типично вулканогенные илы (вулканокластические или пирокластические) распространены на сравнительно небольших площадях вокруг островов Исландия, Ян-Майен и Фарерских. По гранулометрическому составу осадки подразделяются на несвязные (гравий, пески, крупные алевроиты) и илы (мелкоалевритовые, алевроитово-пелитовые и пелитовые). Общие закономерности распределения различных гранулометрических и вещественно-генетических типов осадков уже подробно рассматривались (Емельянов и др., 1975).



1–7 – экспедиции на судах: 1 – "Академик Курчатов", 2 – "Михаил Ломоносов", 3 – "Петр Лебедев", 4 – "Створ", 5 – "Антон Дорн", 6 – разные суда, 7 – суда АтлантНИРО, 8 – роза ветров для Исландии (составил Р.В. Абрамов); основные направления течений: 9 – поверхностных, 10 – придонных (Worthington, 1970) и по другим источникам, согласно У. Рудиману (Ruddiman, 1972), с нашими дополнениями; 11 – изобаты

Вулканогенные осадки в районе Исландии со всех сторон окружают остров, простираясь в сторону открытого океана на 100–500 км. Максимальная глубина, с которой был поднят и изучен этот тип отложений, равна 2185 м. Площадь, покрытая вулканокластическими осадками, составляет около 250 тыс. км² (Емельянов, Харин, 1974).

Валунно-галечные и гравийные вулканогенные осадки. Грубообломочные и гравийные осадки распространены главным образом у берега, в фиордах, на крутых уступах и возвышенностях. Очень часто они ассоциируют с выходами скальных пород на дне.

Петрографическое и химическое изучение отдельных обломков грубообломочных и гравийных осадков показало, что они принадлежат к базальтам и по составу очень сходны с базальтами Исландии (Емельянов, Харин, 1974; табл. 3, 4).

Пески и крупные алевроиты. Пески сплошным кольцом окружают остров, залегая от мелководья, где они сменяют грубообломочные и гравийные осадки, до глубин 400–440 м. Местами (на крутых склонах и в Датском проливе) они прослеживаются до глубин 700, а в одном случае – даже до 1305 м. В песках содержится много вулканического гравия, щебня, гальки, а иногда и отдельные валуны и глыбы базальтов. Алевроитовые фракции преобладают (38,6–44,8%).

Вулканогенные (пирокластические) илы (мелкоалевритовые, алевроитово-пелитовые). Мелкоалевритовые илы распространены в пределах островного склона и углублениях на шельфе. Они встречены и изучены на глубинах от 250 до 2185 м.

Алевроитово-пелитовые илы залегают на глубинах от 285 до 1820 м. Это наиболее глубоководный тип пирокластических осадков. С внешней стороны (примерно на глубинах 1500–1700 м) он переходит либо в смешанные пирокласто-фораминиферовые, либо в пирокласто-терригенные алевроитово-пелитовые илы (Норвежско-Гренландский бассейн). На малых глубинах они залегают в виде пятен, расположенных в центральных частях понижений дна или во впадинах. Содержание пелитовой фракции в этой разновидности илов колеблется в пределах 38,2–62,5%, примесь песчано-гравийного материала незначительна. Гальки и щебень встречаются очень редко.

Вулканогенные осадки района Исландии характеризуются своеобразным минералогическим составом. Они принадлежат к так называемой Исландской провинции. Минералов легкой подфракции в них очень мало. Она состоит из вулканического стекла (бесцветного и зеленовато-бурого), непрозрачных пепловых частиц и полевых шпатов. Тяжелая подфракция представлена моноклинными пироксенами, бурым вулканическим стеклом, пепловыми частицами, магнетитом и титаномагнетитом (рис. 59–62). Прозрачный цемент в пепловых частицах представлен пироксеновым веществом и стекловатой массой. Пирокластические частицы (пироксены, стекла) обычно остроугольные, свежие, без заметных признаков окатанности или выветрелости.

Наличие в вулканокластических осадках граната, зеленой роговой обманки, рутила, эпидота, кварца связано с их поступлением с Гренландии, так как в осадочном материале Исландии они либо полностью отсутствуют, либо содержатся в очень небольших количествах. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, гидрослюда и хлоритом.

По содержанию CaCO_3 (табл. 21) пирокластические осадки разделяются на бескарбонатные (менее 10% CaCO_3) и слабоизвестковые (10–30% CaCO_3). Карбонатный материал представлен раковинами моллюсков (пеллециподы, гастроподы, нео-

**Классификация вулканогенных осадков Атлантического океана
и их сопоставление с аналогичными вулканогенно-осадочными породами суши**

Морские осадки	Породы суши (Классификация..., 1962)
I. Более чем на 50 % состоящие из пирокластики	
$(> 5\% \text{ Fe}, < 30\% \text{ CaCO}_3 \text{ и } \text{SiO}_{2\text{ам}})$	
Валунно-галечные осадки	Агломератовые туфы
Пирокластический гравий, пески и алевриты	Туфогенные песчаники
Пирокластические илы (мелкоалевролитовые и алевро- лито-пелитовые)	Туфопелиты (туфогенные аргил- литы)
II. На 10 – 50 % состоящие из пирокластики (смешанные)	
Пирокластико-терригенные осадки ($< 30\% \text{ CaCO}_3$ или $\text{SiO}_{2\text{ам}}$)	Пирокласто-осадочные породы
Пирокласто-биогенные ($30-50\% \text{ CaCO}_3$ или $> 30\% \text{ SiO}_{2\text{ам}}$)	
Пирокласто-биогенно-терригенные ($30-50\% \text{ CaCO}_3$ или $> 30\% \text{ SiO}_{2\text{ам}}$)	
Биогенные с примесью пирокластического материала ($> 50\% \text{ CaCO}_3$ или $> \text{SiO}_{2\text{ам}}$)	
III. Более чем на 50 % состоящие из продуктов разрушения древних базальтов ($< 30\% \text{ CaCO}_3$ или $\text{SiO}_{2\text{ам}}$)	
Те же типы осадков, что в разделе I, но с названием не "пиро- кластические", а "вулканокластические"	Те же типы пород, что и в раз- деле I
IV. На 10–50 % состоящие из продуктов разрушения древних базаль- тов (смешанные)	
Те же типы осадков, что и в разделе II, но с названием не "пирокластические", а "вулканокластические"	Те же типы пород, что и в раз- деле II

Таблица 21

**Классификация морских вулканических осадков с учетом их химического состава
или генезиса инородных примесей (биогенного или терригенного материалов)**

Компонент	Содержание, %	Осадки
CaCO_3	10–30	Слабоизвестковые
	30–50	Известковые:
		а) органогенно-раковинные
		б) фораминиферовые
$\text{SiO}_{2\text{ам}}$	50–70	Сильноизвестковые:
		а) органогенно-раковинные
		б) фораминиферовые
		в) кокколито-фораминиферовые
Fe	10–30	Слабокремнистые
Mn	5–10	Слабожелезистые
	$> 10\%$	Железистые
Ti	0,2–5,0	Слабомарганцовистые
	$> 5,0$	Марганцовистые
	0,7–3,0	Слаботитанистые

гастроподы, скафоподы), реже встречаются мшанки, морские звезды, офиуры, донные фораминиферы. В илах преобладают планктонные фораминиферы.

Содержание $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ в пирокластических осадках несколько повышено и колеблется в пределах от 0,20 до 8,15%. Наиболее высокое содержание $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ — в песках и крупных алевритах и в илах, залегающих на значительном удалении от Исландии. Повышенные (по сравнению с терригенными и фораминиферовыми осадками Норвежско-Гренландского бассейна) содержания $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ в пирокластических осадках связаны не с вулканокластическими продуктами, а со скоплением в осадках спикул губок и диатомовых, в меньшей степени — радиолярий и силикофлягеллят, т.е. с биогенными продуктами.

Для пирокластических осадков района Исландии характерно высокое содержание Fe (до 11,85%) и Ti (до 1,86%). В пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество максимальное содержание этих элементов повышается соответственно до 12,88 и 2,36%. Это максимальное содержание Ti для осадков всего Атлантического океана (Емельянов, 1974; Емельянов и др., 1975). Fe и Ti — важнейшие составные части вулканогенных отложений. В связи с тем, что генетически эти элементы едины и представлены одними и теми же минералами (непрозрачными и прозрачными пепловыми частицами, моноклинными пироксенами, титаномагнетитом и т.д.), между ними существует четкая прямая связь. Содержания — 5% Fe и 0,7% Ti — показывают пределы распространения вулканогенных осадков: содержание пирокластического и вулканогенно-терригенного материала возрастает по мере приближения к Исландии.

Повышены в пирокластических осадках также содержания Mn (до 0,41%) и P (до 0,19%). По содержанию Mn некоторые из изученных проб осадков относятся к слабомарганцовистым ($>0,20 \text{ Mn}$); в отличие от Fe и Ti, Mn связан не только с твердым пирокластическим и вулканогенно-терригенным материалом, но, вероятно, и с окисными соединениями этого элемента, рассеянными в толще илов.

Содержание P в пирокластических осадках колеблется в пределах от 0,06 до 0,19%, т.е. оно примерно такое же, как и в базальтах и пеплах Исландии. Отсюда можно сделать вывод, что P, так же как и Fe и Ti, связан с твердым вулканокластическим материалом. Каких-либо фосфатных минералов аутигенного (хемогенного) происхождения в осадках обнаружено не было.

В пирокластических осадках несколько повышено (по сравнению с осадочными породами) содержание Cr, Zr, V (до 0,016, 0,033 и 0,040% соответственно), а также Al_2O_3 .

Высокое содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO, P_2O_5 , V, Cr, Zr, а также минералогический состав указывают на тесное генетическое сходство пирокластических осадков с базальтами и туфами Исландии (табл. 21–23). Роль продуктов, поступающих в океан за счет разрушения пород кислого и промежуточного составов, в сложении осадков, следовательно, невелика. По мере удаления от Исландии содержание указанных химических компонентов, особенно Fe, Ti, P, V, Cr, Zr, заметно уменьшается.

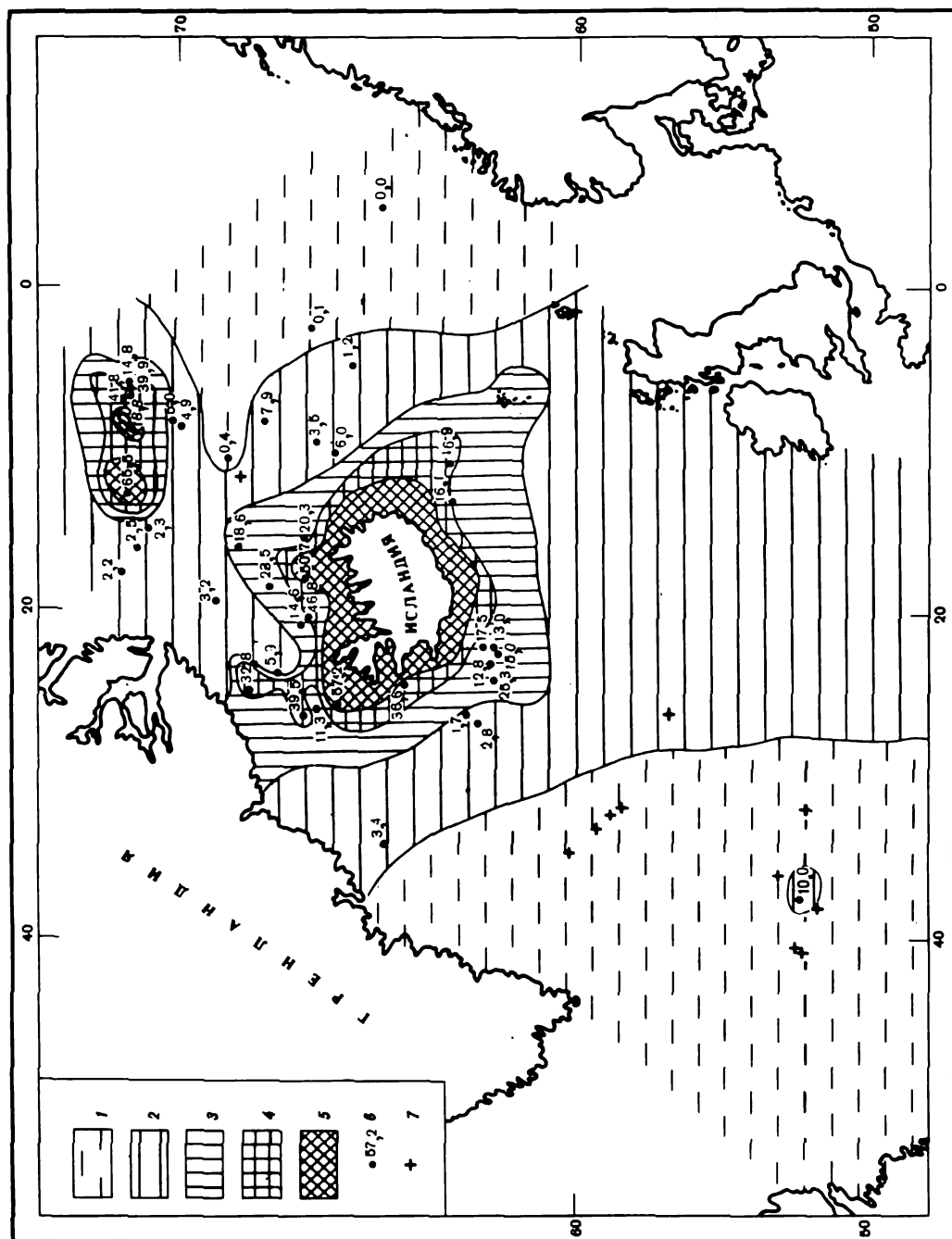
Распределение биогенных компонентов (CaCO_3 , $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$) не связано с вулканами и о-вом Исландия. Оно контролируется теми же факторами, что и в терригенных отложениях.

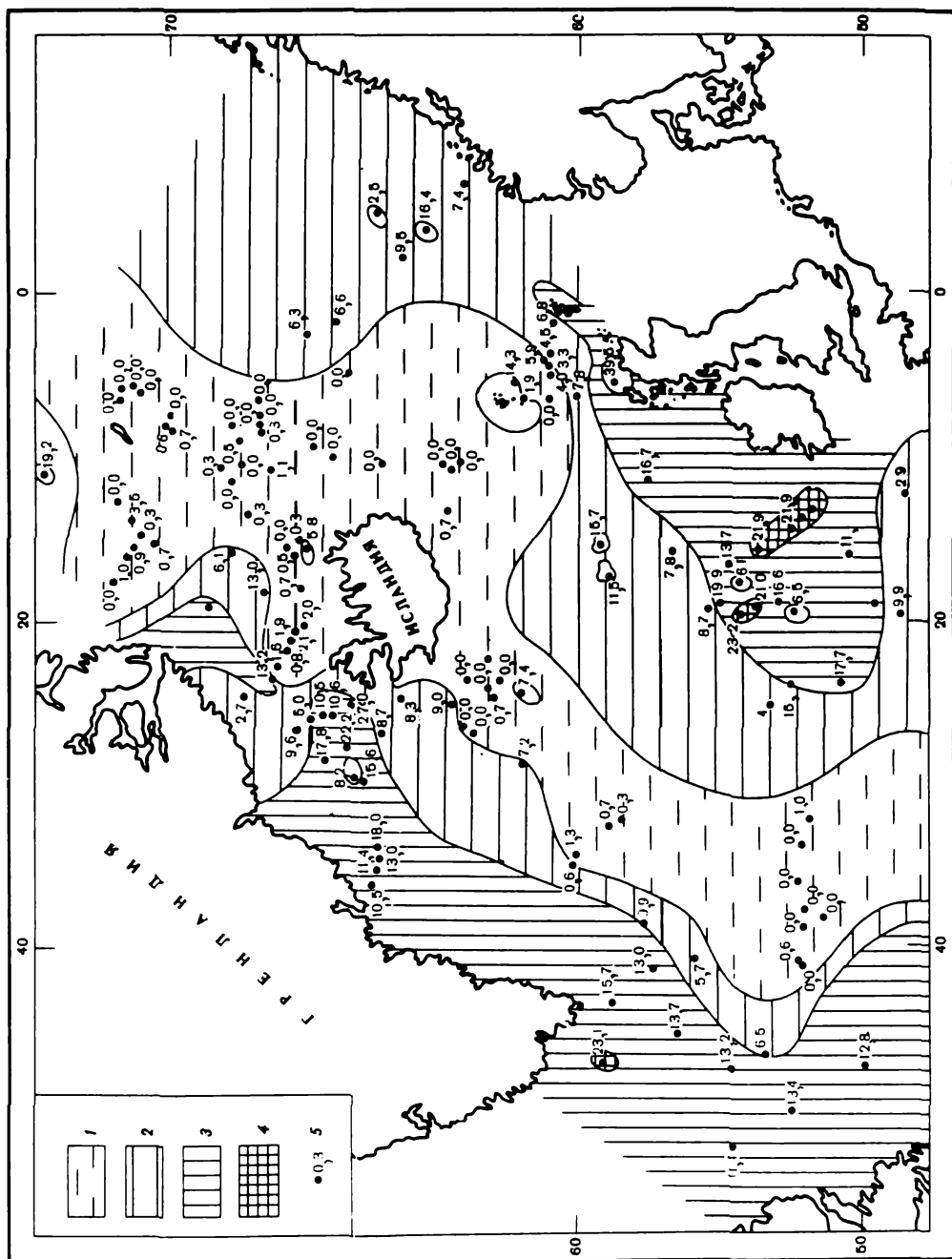
Вулканогенные осадки в районе о-ва Ян-Майен покрывают дно вокруг острова на расстоянии от 50 до 100 км. Они обнаружены на глубинах до 3200 м.

Пирокластические гравий, пески, крупные алевриты. В верхней части пляжа залегают гравийно-галечные (у крутых обрывов — галечные) отложения или отдельные глыбы. Все они представлены обломками базальтов, долеритов, андезитов и вулканических туфов. Редко встречаются гальки коричневатой черной пемзы и еще реже — серой пемзы.

Пляжевые отложения представлены исключительно продуктами разрушения вулканических пород базальтового состава. Песчано-алевритовые фракции по минералогическому составу довольно однообразны и представлены в основном остроугольными обломками бурого вулканического стекла ($N = 1,580-1,585$), непрозрач-

Р и с. 59. Распределение
непрозрачных пепловых
частич, вулканического
стекла и обломков ба-
зальтон во фракциях
 $>0,01$ мм верхнего слоя
осадков



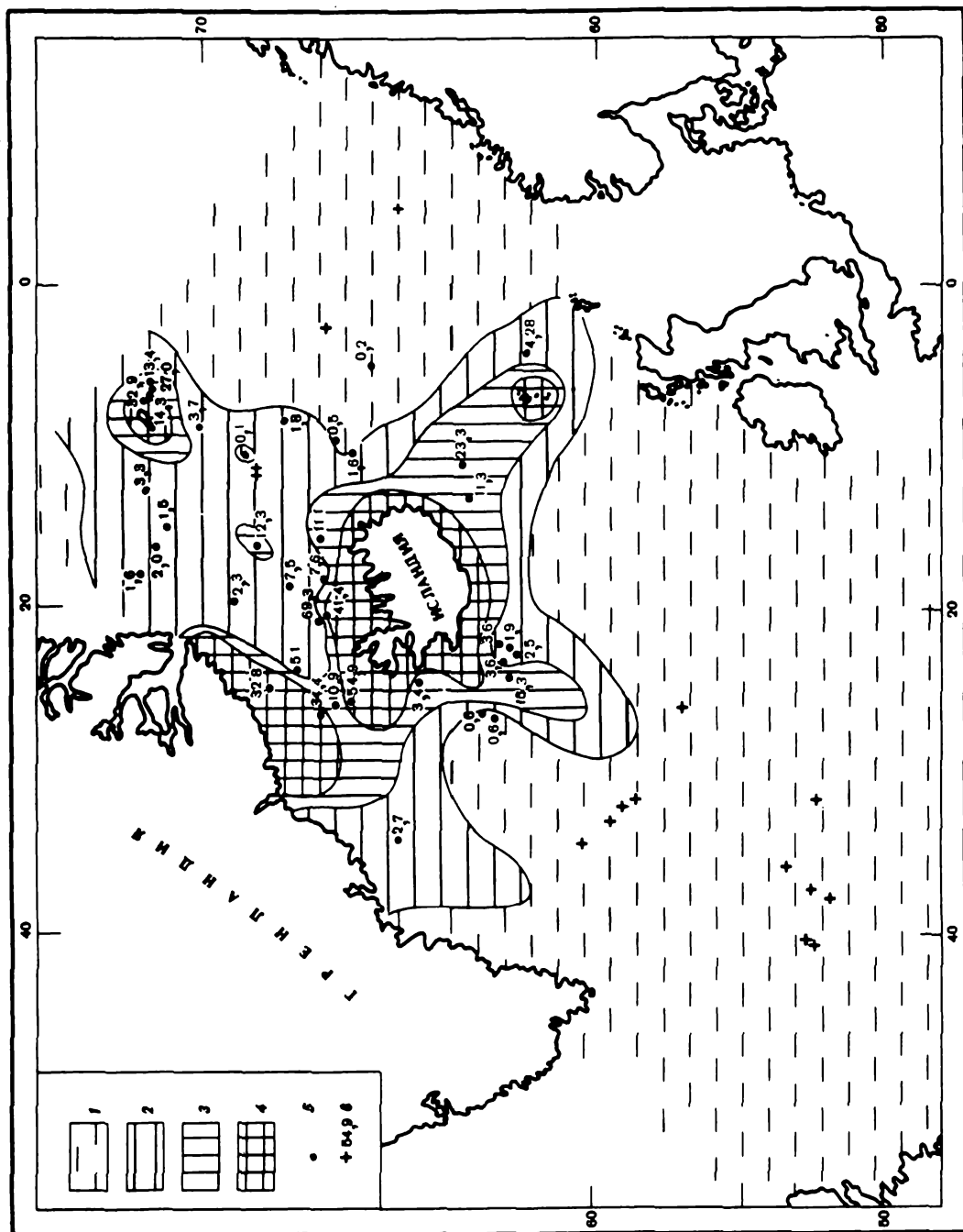


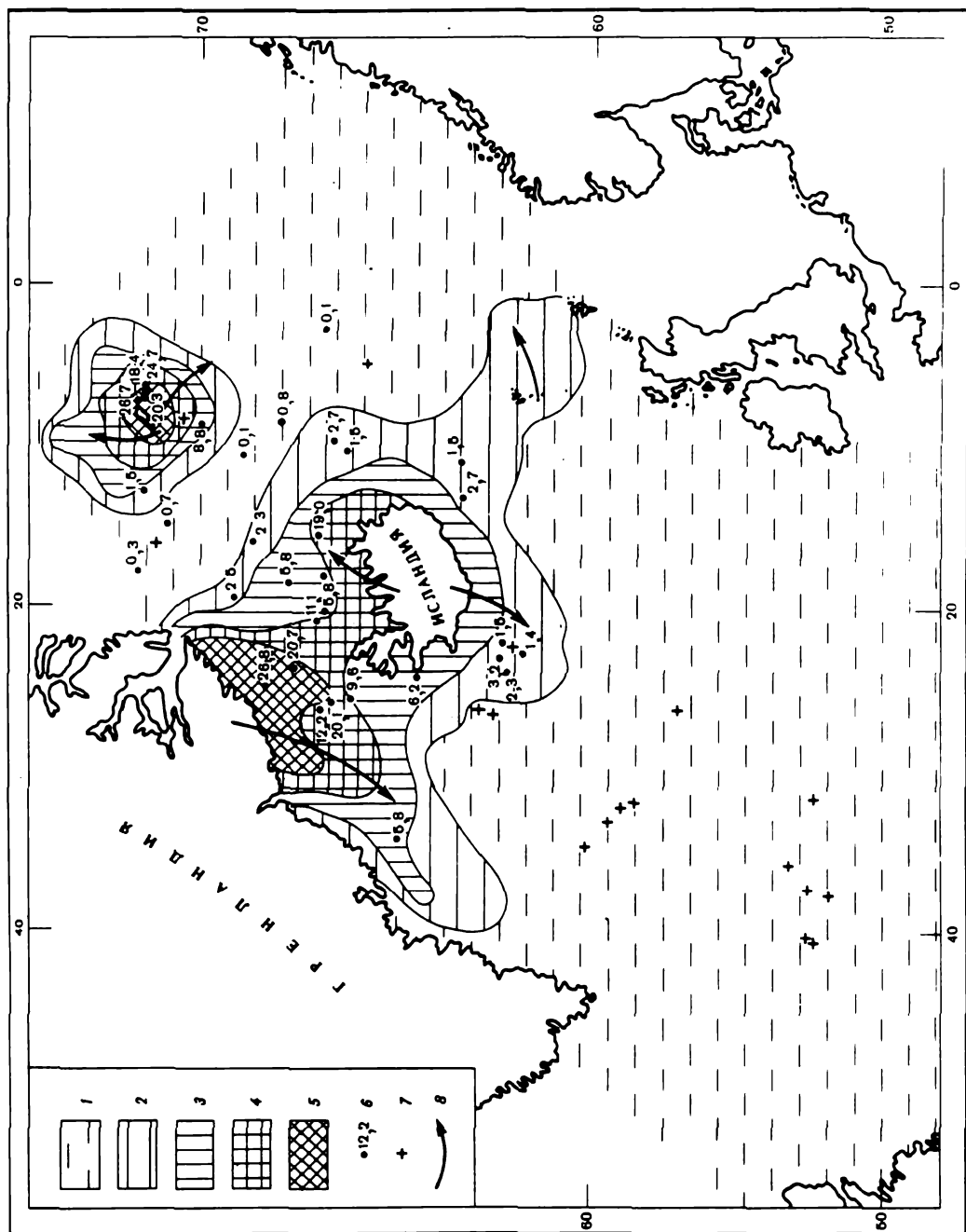
Р и с. 60. Распределение магнетита и титаномагнетита в тяжелой крупноалмазритовой подфракции верхнего слоя осадков

1-4 - содержание, %:
1 - < 5, 2 - 5-10, 3 - 10-20, 4 - > 20; 5 - место отбора пробы и фактическое содержание

Р и с. 61. Распределение
непротраченных пепловых
частич во фракциях
> 0,01 мм верхнего слоя
осадков

1-4 - содержание, %:
1 - < 1, 2 - 1-10, 3 -
10-30, 4 - > 30; 5 - мес-
то отбора пробы и фак-
тическое содержание; 6 -
пробы с единичными зер-
нами определяемых час-
тиц





Р и с. 62. Распределение
 моноклинных пироксе-
 нов во фракции >0,01 мм
 верхнего слоя (0-5 см)
 донных осадков

Компонент	Вулканогенные		Вулканогенно-терригенные				Вулканогенно-биогенные	
	район Исландии		районы Исландии, Ян-Майена, Фарерских островов		Северная Атлантика		Северная Атлантика	
	а	б	а	б	а	б	а	б

Натуральный

CaCO ₃	32	12,66	41	11,62	44	7,94	23	42,14
SiO _{2ам}	28	3,32	30	2,98	25	2,14	11	1,69
Сорг	27	0,91	36	0,78	39	0,67	22	0,62
Fe	32	7,84	44	7,34	38	5,83	15	3,96
Mn	31	0,14	43	0,12	41	0,16	23	0,13
Ti	22	1,19	32	1,14	25	0,78	7	0,55
P	19	0,12	31	0,11	21	0,10	9	0,13
Ba	—	—	13	390	7	720	5	770
Zr	—	—	12	210	8	190	5	160
Cr	—	—	17	171	11	92	5	44
Ni	—	—	16	45	11	55	5	42
Co	—	—	4	43	7	46	2	47
V	—	—	9	264	7	244	5	98
Cu	—	—	5	38	7	48	2	45
Zn	—	—	4	102	7	98	2	78
Mo	—	—	12	< 5	8	5	5	< 5
Ge	—	—	13	< 5	8	< 5	5	< 5
Be	—	—	13	< 1	8	< 1	5	< 1
Cd	—	—	4	6	7	5	2	5

В пересчете на бескарбонатно-

SiO _{2ам}	27	3,87	34	3,51	21	2,11	11	2,99
Сорг	27	1,09	36	0,92	39	0,73	22	1,21
Fe	31	9,42	40	7,32	33	6,51	15	7,47
Mn	30	0,16	39	0,14	36	0,18	23	0,25
Ti	21	1,47	28	1,40	19	0,89	7	1,02
P	18	0,14	26	0,13	17	0,11	9	0,30
Ba	—	—	12	480	7	900	5	1230
Zr	—	—	11	240	8	220	5	200
Cr	—	—	16	195	11	107	5	77
Ni	—	—	15	52	11	65	5	68
Co	—	—	4	51	7	55	2	79
V	—	—	8	299	7	270	5	182
Cu	—	—	4	48	7	58	2	75
Zn	—	—	4	118	7	116	2	130
Mo	—	—	11	< 6	8	< 6	5	< 9
Ge	—	—	12	< 6	8	< 6	5	< 9
Be	—	—	12	< 1	8	< 1	5	< 2
Cd	—	—	4	7	7	7	2	9

Примечание. а — количество проб, б — содержание (для CaCO₃, SiO_{2ам}, Сорг, Fe, Mn, Ti, P — в %, для всех остальных — в 10⁻⁴ %).

ными и полупрозрачными пепловыми частицами и обломками лавы. В меньших количествах обнаружены моноклинные пироксены ряда диопсид—геденберgit (Ng = 1,694—1,702). В виде единичных зерен встречаются также средние и основные плагиоклазы (Ng = 1,574—1,576), оливин и рудные минералы (магнетит). Некоторые из пепловых частиц и обломков лав лимонитизированы.

слое донных осадков Северной Атлантики

Биогенные карбонатные, обогащенные пирокластикой				Среднее для Северной Атлантики		Атлантический океан в целом			
район Исландии		Северная Атлантика				Терригенные осадки ($< 10\% \text{CaCO}_3$)		Биогенные осадки ($> 50\% \text{CaCO}_3$)	
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
осадок									
22	56,51	21	62,12	151	28,36	—	—	—	—
1	1,88	13	2,27	80	2,71	165	1,63	195	0,96
22	0,66	18	0,34	137	0,64	169	0,92	71	0,95
15	2,69	22	2,04	134	5,14	270	2,97	263	1,37
17	0,10	22	0,12	146	0,13	131	0,09	135	0,08
1	0,39	18	0,25	83	0,78	188	0,34	206	0,12
1	0,06	13	0,05	75	0,10	177	0,07	184	0,11
—	—	9	270	34	482	100	470	80	350
—	—	10	100	35	166	103	210	80	90
—	—	13	27	46	98	103	78	81	47
—	—	13	33	45	44	103	46	80	26
—	—	10	30	23	38	26	47	26	31
—	—	10	50	31	164	100	97	82	43
—	—	10	24	24	36	26	75	32	31
—	—	10	43	19	91	31	98	33	36
—	—	10	< 5	35	6	103	< 5	80	< 5
—	—	10	< 5	36	4	103	< 5	80	< 5
—	—	10	< 1	36	< 1	103	< 1	80	< 1
—	—	10	5	23	6	34	6	34	6

бескремнистое вещество

1	4,56	13	6,01	80	3,49	158	1,73	180	3,97
22	1,51	18	1,03	137	0,96	168	0,98	63	3,60
12	6,31	21	5,68	121	7,24	270	3,22	263	5,71
15	0,25	21	0,35	135	0,22	128	0,10	110	0,29
1	0,81	17	0,75	72	1,07	179	0,38	204	0,48
1	0,12	12	0,15	65	0,15	177	0,08	183	0,42
—	—	9	700	33	643	100	600	80	1460
—	—	10	280	34	172	103	220	80	340
—	—	13	78	45	126	103	81	81	193
—	—	13	93	44	69	103	48	80	109
—	—	10	86	23	72	26	49	26	95
—	—	10	130	30	218	100	102	81	182
—	—	9	67	22	58	26	80	32	178
—	—	10	117	23	119	31	107	33	162
—	—	10	< 14	34	9	103	< 6	80	< 6
—	—	10	< 14	35	9	103	< 6	80	< 6
—	—	10	< 3	35	< 2	103	< 1	80	< 2
—	—	10	14	23	10	34	6	34	18

Сравнительно детально донные осадки были изучены нами в поперечном Ян-Майенском желобе, на дне и южном склоне которого распространены пирокластические осадки черного и темно-серого цвета. По гранулометрическому составу они соответствуют мелкоалевритовым и алевритово-пелитовым илам и крупным алевритам, реже это пески. Минеральный состав осадков здесь тот же, что и для пляжевых отложе-

Компонент	Вулканогенные					
	Пески	Крупные алевриты	Ил мелкоалевритовый			
	П-3		П-4		А.К.	П-1
	209-60 (490)	208/49 (480)	11 (480)	12 (1020)	797 (576)	205 (1385)
SiO ₂	47,78	50,12	53,04	50,41	49,67	31,61
R ₂ O ₃	26,94	25,06	27,58	25,23	—	19,27
Al ₂ O ₃	11,25	11,34	12,54	23,44	13,29	7,97
Fe ₂ O ₃	12,42	10,98	11,13	10,02	10,08	9,21
MnO	0,24	0,15	0,29	0,53	0,11	0,19
TiO ₂	3,03	1,99	1,82	1,67	1,68	1,90
P ₂ O ₅	—	0,27	0,39	—	0,22	0,30
CaO	11,52	10,11	8,01	4,27	6,82	20,08
MgO	6,09	4,88	5,26	3,86	3,85	3,44
K ₂ O	—	1,37	—	—	—	0,94
Na ₂ O	—	2,88	—	—	—	4,05
CO ₂	8,71	0,77	6,29	3,35	0,29	11,70
CaCO ₃	19,80	1,75	14,30	7,62	0,66	26,60
Сорг	—	—	—	—	1,89	0,49
SiO ₂	—	1,30	2,50	1,48	—	2,51
H ₂ O	1,41	2,79	2,88	4,24	3,09	4,02
П.л.л.	—	—	—	—	—	—

Примечание. Данные нис: П-1 — "Полус", П-3 — "Экватор", П-4 — "Створ", АК — "Академик Курчатов". Цифры в головке таблицы — номера станций, в скобках — глубины, м.

Компонент	Вулканогенно-биогенные							
	Ил мелкоалевритовый			Ил алевритово-пелитовый	Крупные алевриты	Ил мелкоалевритовый		
	А.К.			А.К.	П-1	П-1		
	769-4 (2450)	769-2 (3200)	1383 (815-836)	1380 (1750)	156 (3670)	211 (900)	186 (3200)	185 (3200)
SiO ₂	45,90	46,39	55,94	36,80	32,43	23,02	40,77	33,69
R ₂ O ₃	29,51	28,30	—	—	13,26	19,05	12,98	12,97
Al ₂ O ₃	15,06	15,70	9,16	11,70	6,03	5,68	8,16	7,32
Fe ₂ O ₃	11,22	9,94	4,12	8,15	6,22	5,78	3,94	4,66
MnO	0,12	0,15	—	0,40	0,14	0,14	0,06	0,09
TiO ₂	2,67	2,14	—	1,30	0,87	1,35	0,81	0,90
P ₂ O ₅	0,56	0,26	—	0,21	0,15	0,70	0,39	0,15
CaO	10,10	9,40	10,00	16,30	25,33	27,40	22,39	25,39
MgO	6,15	3,89	2,80	3,30	2,99	2,59	2,21	2,25
K ₂ O	—	—	—	—	1,30	—	1,20	1,13
Na ₂ O	—	—	—	—	2,43	—	3,10	3,00
CO ₂	0,45	1,36	5,75	12,76	17,80	18,80	15,10	17,80
CaCO ₃	1,02	3,09	13,01	29,02	40,50	42,75	34,30	40,50
Сорг	0,23	0,56	0,06	0,66	0,35	0,61	0,15	0,39
SiO ₂	—	—	—	—	2,02	3,55	0,69	1,19
H ₂ O	0,65	0,99	1,04	2,54	2,92	4,02	1,84	2,04
П.л.л.	— 2,92	6,09	8,72	16,24	—	—	—	—

(0–5 см) дождевых осадков района Исламиджи

					Вулканогенно-терригенные				
Ил алевроитово-пелитовый					Пески			Крупные алевроиты	
А.К.		П-1			А.К.			П-3	
1381 (316–835)	199 (325)	212 (1550)	213 (1700)	733 (44)	1309 (422)	807 (670)	213/54 (295)	207/48 (830)	
50,96	34,93	30,57	35,61	43,65	56,74	52,30	59,36	59,96	
–	21,22	17,17	20,18	31,04	–	27,65	24,59	23,08	
13,25	8,42	6,98	8,81	17,18	10,40	13,28	15,06	11,61	
8,40	10,16	8,44	9,39	11,49	9,00	12,37	7,87	9,68	
0,13	0,13	0,08	0,12	0,12	0,15	0,15	0,16	0,18	
1,75	2,48	1,67	1,85	2,05	1,58	1,78	1,50	1,59	
0,43	0,25	0,30	0,23	0,32	0,27	0,22	0,16	0,27	
6,60	18,61	21,78	18,31	10,88	6,71	8,22	5,89	3,07	
3,80	3,40	3,00	3,77	10,88	3,70	5,62	4,46	3,60	
–	0,93	1,05	1,08	–	–	–	1,54	2,39	
–	3,40	4,54	4,25	–	–	–	3,36	2,62	
1,87	10,90	14,10	10,40	0,30	1,43	10,35	2,68	2,43	
4,25	24,80	32,10	23,65	0,68	3,25	0,80	6,10	5,56	
0,90	0,83	0,57	0,53	0,07	0,45	0,21	–	–	
–	2,51	3,18	3,12	2,20	–	2,85	0,56	0,86	
1,57	4,46	4,04	4,83	0,06	1,28	1,87	1,76	2,25	
6,65	–	–	–	1,13	3,78	2,58	–	–	

Таблица 23 (окончание)

Биогенные карбонатные, обогащенные пирокластикой									
Пески					Ил мел- ко-але- вро-ито- вый	Ил алевроитово-пелитовый			Ил пел- итовый
А.К.		П-1			П-1	А.К.	П-1		А.К.
1321 (3860)	1319 (4000)	209 (1250)	174 (3210)	187 (3210)	188 (1340)	1390 (1500)	172 (3240)	184 (3530)	1322 (3820)
29,26	14,92	17,42	19,81	12,87	21,40	25,52	19,73	17,37	15,72
–	–	5,90	7,87	5,57	8,82	–	6,92	6,70	–
9,88	4,16	2,60	4,71	2,45	5,02	7,55	3,85	2,85	9,62
2,20	1,90	2,75	2,71	2,64	3,20	4,40	2,74	3,44	2,90
0,05	0,09	0,07	0,03	0,08	0,10	0,18	0,03	0,11	0,59
0,35	0,23	0,48	0,42	0,39	0,50	0,65	0,30	0,30	0,38
0,09	0,05	0,11	0,10	0,09	0,15	0,14	0,08	–	0,13
29,74	38,10	39,51	36,75	42,92	34,39	28,80	36,38	37,26	32,80
1,90	1,70	1,25	1,49	1,43	1,88	1,80	1,56	1,58	2,30
–	–	0,58	0,82	0,67	1,07	–	0,91	0,89	–
–	–	2,21	1,94	2,09	2,03	–	2,32	2,56	–
26,07	30,25	29,90	26,90	30,90	25,90	22,22	28,60	27,90	26,40
59,29	68,79	68,00	61,20	70,30	58,90	50,13	65,00	63,40	60,04
0,06	0,03	0,25	0,52	0,35	0,19	0,51	0,29	0,27	0,48
–	–	1,32	0,52	1,07	1,75	–	1,42	1,55	–
0,80	1,03	1,84	1,17	1,62	2,73	1,74	1,55	2,29	2,58
25,44	34,41	–	–	–	–	26,50	–	–	32,92

ний о-ва Ян-Майен. Много пепловых частиц, моноклинных пироксенов, плагиоклазов, оливина. По химическому составу осадки этого района очень близки к осадкам района о-ва Исландия.

Вулканогенные осадки в районе Фарерских островов встречены на глубинах до 595 м. Это вулканокластические осадки, образовавшиеся за счет продуктов разрушения третичных платобазальтов Фарерских островов. По гранулометрическому составу они соответствуют пескам и крупным алевритам. В целом в самих этих осадках примесь терригенных минералов очень существенна. Среди вулканокластического материала преобладают плагиоклазы, непрозрачные пепловые частицы, моноклинные пироксены. В меньших количествах содержатся бурые и бесцветные стекла. По сравнению с Исландией здесь в осадках содержится очень мало Fe, заметно меньше Ti, Mn, V, несколько выше лишь содержание Sr.

Смешанные вулканогенно-терригенные осадки восточного побережья Гренландии залегают на значительном удалении (50–100 км от берега) на глубинах от 217 до 1200 м. Это в основном крупные алевриты и мелкоалевритовые илы, в меньшей степени пески и алевритово-пелитовые осадки. Основными минералами являются плагиоклазы, а из тяжелых — моноклинные пироксены. В меньших количествах содержатся сильно измененные зерна, непрозрачные пепловые частицы, бурое и бесцветное вулканическое стекло. Все это — продукты разрушения плато базальтов Центральной Гренландии, в меньшей степени — пирокластический материал вулканов Исландии. В целом по резкому преобладанию плагиоклазов и моноклинных пироксенов осадки здесь сильно отличаются от осадков Исландии. Отличаются они также по значительным примесям чисто терригенного материала — продуктов разрушения кислых изверженных и метаморфических пород Северной и Южной Гренландии.

Еще одна важная особенность побережья Гренландии по сравнению с другими участками Северной Атлантики — это большое количество в осадках ледового и айсбергового материала Гренландии. Необходимо также подчеркнуть, что осадки этого участка находятся в ледовой зоне седиментогенеза. Это обстоятельство, как было показано (Емельянов и др., 1975), приводит к тому, что на ледосборах происходит преимущественно механическое дробление, а следовательно, и резкое преобладание алевритовых осадков перед всеми другими генетическими осадками.

Вулканогенно-терригенные осадки Фарерско-Исландского порога. Здесь распространены пески, крупные алевриты и мелкоалевритовые илы. По составу они являются смешанными, хотя и распространены в пределах вулканогенных (Исландской и Фарерской) провинций. Среди вулканогенного материала преобладают непрозрачные пепловые частицы, плагиоклазы, бурое вулканическое стекло, моноклинные пироксены. Их источником является в основном Исландия. В минеральном составе терригенного материала преобладают кварц, обыкновенная роговая обманка, эпидот, гранат, циркон. Смешанный минеральный состав осадков обуславливает пониженные содержания в них Fe, Ti, Mn, P и малых элементов.

Смешанные вулканогенно-терригенные осадки хребта Кольбейнсей, Исландского плато и Норвежской котловины. По гранулометрическому составу это пески, крупные алевриты, мелкоалевритовые и алевритово-пелитовые илы, залегающие на глубинах от 490 до 1900 м и лишь в одной пробе — пелитовые илы (станция 1350). Это — один из немногих случаев, когда пелитовые илы имеют смешанный состав и характеризуются заметной примесью пирокластики.

Вулканогенно-терригенные (пирокластические) осадки залегают по окраинным частям западной половины Норвежско-Гренландского бассейна. От вулканических островов они оттеснены пирокластическими, от центральной части моря — смешанными вулканогенно-фораминиферовыми осадками. Ареалы распространения этих осадков примерно совпадают с ареалами западной части Центрально-Норвежской смешанной минералогической провинции. Следовательно, обломочная песчано-алевритовая часть осадков характеризуется значительной примесью вулканогенного материала Исландии и Ян-Майена. Это непрозрачные пепловые частицы, плагиоклазы, бурое и бесцветное стекло, моноклинные пироксены. Терригенная часть представлена в основном минералами Северо-Гренландской питающей провинции (кварц,

плагиоклазы, роговая обманка, эпидот, гранат, циркон, слюды). Иногда встречаются цеолиты. Заметная примесь вулканогенного материала обуславливает и отличный от типично терригенных отложений химический состав. В них содержатся повышенные количества Fe, Ti, P, V.

Вулканогенно-раковинные осадки районов Исландии и Фарерских островов. Здесь эпизодически встречаются раковинные (моллюсковые, фораминиферо-моллюсковые, мшанково-моллюсковые) пески, сильно обогащенные пирокластическим материалом Исландии и вулканокластикой Фарер. Обломочная часть песков более чем на 50% состоит из непрозрачных пепловых частиц, бурого стекла, плагиоклаза, моноклиновых пироксенов. В результате содержание Fe, Mn и P заметно повышено, особенно после пересчета их на бескарбонатно-бескремнистое вещество. Таким образом, если снять разбавляющее влияние биогенного материала, остаток по минеральному и химическому составам будет соответствовать вулканогенно-кластическим осадкам.

Вулканогенно-раковинные осадки образуются, как правило, вблизи вулканических островов на небольших глубинах с сильными придонными течениями, способствующими развитию бентоса с известковым скелетом.

Вулканогенно-биогенные илы Исландского плато и Норвежской котловины. Это смешанные пирокласто-фораминиферовые осадки, содержащие от 30 до 50% CaCO_3 и от 10 до 50% пирокластики, распространены в центральной части Норвежского моря на глубинах от 1475 до 3060 м. По гранулометрическому составу это алевроито-пелитовые осадки и лишь на одной станции — пелитовые.

Минеральный состав обломочной, песчано-алевритовой части осадков — смешанный. С одной стороны, в нем много материала, перенесенного со Скандинавии и Гренландии, с другой — пирокластики вулканов островов Исландии и Ян-Майена. В результате содержание многих элементов повышено, особенно Fe (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество), Ti, Mn, Ba, Ni.

Вулканогенно-биогенные осадки хребта Рейкьянес и Лабрадорской котловины залегают на глубинах от 558 до 3350 м. Это смешанные пирокласто-фораминиферовые илы, содержащие 30–50% CaCO_3 и 10–15% пирокластики. По гранулометрическому составу они соответствуют крупным алевроитам, мелкоалевритовым и алевроито-пелитовым илам. Эти осадки принадлежат к смешанной вулканогенно-терригенной минералогической провинции хребта Рейкьянес. Следовательно, песчано-алевритовая часть илов представлена пирокластикой вулканов Исландии, вулканокластикой (плагиоклазы, моноклиновые пироксены, обломки вулканогенных пород) Центральной Гренландии и терригенными минералами, принесенными льдами и айсбергами с севера и юга Гренландии.

Пирокласто-фораминиферовые илы Лабрадорской котловины, наиболее удаленные от вулканического очага осадки, находятся на расстоянии до 1500 км от Исландии. Образование столь удаленных смешанных осадков обусловлено наличием здесь сильного Восточно-Гренландского течения, переносящего с севера на юг не только гренландский, но и исландский материал. Последний переносится также придонными течениями (рис. 59).

Фораминиферовые осадки Исландского плато и Норвежской котловины, обогащенные пирокластикой. Илы содержат от 50,10 до 64,10% CaCO_3 и, следовательно, являются сильноизвестковыми. По гранулометрическому составу они соответствуют крупным алевроитам, мелкоалевритовым и алевроито-пелитовым илам. Редко — это пески или пелитовые илы. Глубина залегания этих осадков от 1025 до 4550 м.

По минеральному составу обломочной части фораминиферовые осадки принадлежат к смешанной вулканогенно-терригенной Центрально-Норвежской провинции. Среди терригенного материала преобладают продукты денудации кислых изверженных и метаморфических пород Скандинавии: кварц, плагиоклазы, слюды, обыкновенная роговая обманка, эпидот, гранат, циркон. Вулканогенный материал представлен пирокластикой Исландии, наличие которой обуславливает повышенное содержание элементов, ассоциирующих с вулканогенным веществом: Fe, Ti, Mn, P, V.

Фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые осадки хребта Рейкьянес, Исландской и Лабрадорской котловин, обогащенные пирокластикой. Осадки залегают на глубинах от 1250 до 3590 м и представлены фораминиферовыми песками и кокколито-фораминиферовыми мелкоалевритовыми и алевритово-пелитовыми илами. В одном случае это пелитовые илы (станция 59). Обломочная часть смешанного состава и принадлежит к смешанной вулканогенно-терригенной минералогической провинции хребта Рейкьянес. Следовательно, в формировании обломочной части осадков принимают участие и Исландия и Гренландия. Заметные примеси пирокластики обуславливают повышенное содержание Fe, Ti, Mn, P, V, Cd и других элементов.

Позднечетвертичные осадки

Северный склон Исландии. Здесь распространены вулканогенные и вулканогенно-терригенные осадки (рис. 63). Первые из них характеризуются в принципе тем же минеральным и химическим составами, что и поверхностные отложения Исландской провинции. В прослоях вулканогенно-терригенных отложений появляется примесь минералов, характерных для провинций Гренландии, в результате чего заметно понижается содержание таких характерных для вулканогенного материала геохимических индикаторов, как Fe и Ti. Эти данные показывают, что в отдельные периоды позднечетвертичного времени (верхний плейстоцен?) сюда интенсивно поступал инородный, нехарактерный для Исландской провинции материал, сносимый с Гренландии.

Датский пролив. На станции 50 все позднечетвертичные осадки представлены вулканогенными песками, крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами. Их минеральный состав тот же, что и поверхностных осадков побережья Исландии. Содержание Fe очень высокое, Mn — повышенное. Это, следовательно, слабозеленые и железистые вулканогенные осадки.

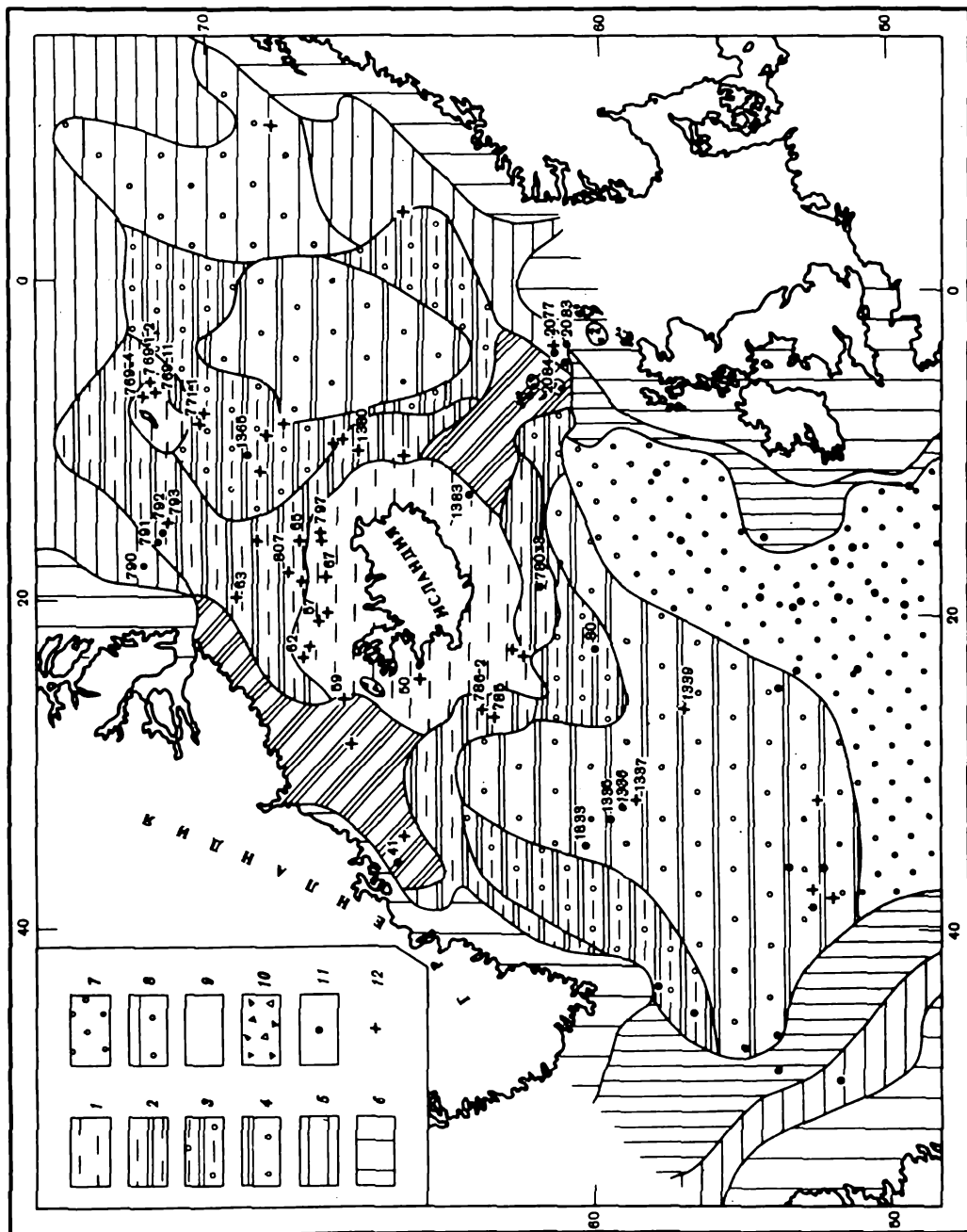
На станции 59 вулканогенные осадки переслаиваются с вулканогенно-терригенными отложениями, образовавшимися в отдельные периоды позднего плейстоцена в результате сноса больших масс материала с Гренландии, в том числе и продуктов разрушения третичных плато-базальтов Центральной Гренландии.

Район хребта Рейкьянес. Здесь распространены типично вулканогенные и смешанные вулканогенно-терригенные, вулканогенно-фораминиферовые и фораминиферовые илы. Вулканогенные илы преобладают в северной части, смешанные — в центральной части хребта, особенно по флангам. Фораминиферовые осадки с примесью пирокластического материала распространены в основном в центральной и южной частях хребта, а также по флангам — в северной его части.

Северо-восточная часть хребта. Здесь вскрыта толща мощностью до 335 см (станции 779-1 и 780-3). Верхний слой (0—60, 0—70 см) представлен вулканогенными слабоизвестковыми илами, ниже — плотной почти "сухой" зеленовато-серой глиной, мелкоалевритовыми и алевритово-пелитовыми илами, содержащими заметные примеси бурого вулканического и единичные зерна бесцветного кислого стекла. О более древнем возрасте "сухой" глины говорит не только внешний облик ("сухость", трещиноватость), но и наличие большого количества палагонита и цеолитов. В свежих голоценовых пелловых прослоях ни палагонит, ни цеолиты образоваться не успевают.

Северо-западная часть хребта. Вскрыта толща мощностью 296 см. В колонке на станции 785, расположенной почти у самого подножия хребта, обнаружено семь вулканокластических прослоев, во второй (станция 786-2) — два прослоя. Верхний слой колонок (0—20, 0—30 см, голоцен?) представлен желтовато-серым фораминиферовым илом, ниже — голубовато-серыми вулканогенно-терригенными илами или "сухой" древней глиной.

Песчано-алевритовая часть илов и глин представлена слабоокатанными и окатанными зернами кварца, полевых шпатов, фораминифер, палагонита, рудных минералов (магнетита и титаномагнетита), роговой обманки; иногда встречаются глауколит, кислые и бурые (базальтовые) вулканические стекла, цеолиты (в том числе и



Р и с. 63. Схема распределения подсчетвертичных осадков (слой 0–3 м, иногда 0–6 м)

1 – вулканогенные осадки (по всему вскрытому колонками разрезу); 2–4 – илы с пелловыми прослоями; 2 – вулканогенно-терригенные, 3 – дулканогенно-фораминиферово-терригенные (30–50% CaCO_3), 4 – фораминиферовые ($> 50\% \text{CaCO}_3$); 5–7 – илы; 5 – терригенные ($> 30\% \text{CaCO}_3$), 6 – фораминиферовые ($> 50\% \text{CaCO}_3$), 7 – терригенно-фораминиферовые (30–50% CaCO_3); 8–10 – пески, алевроиты; 8 – терригенные ($< 30\% \text{CaCO}_3$), 9 – раковинные ($> 50\% \text{CaCO}_3$), 10 – вулканогенно-терригенные с прослоями более древнего перетолженного вулканогенного материала; местоположение колонок; 11 – с пелловыми прослоями, 12 – без пелловых прослоев; цифры – номера детально изученных колонок

волоконистые). Терригенные минералы показывают, что при формировании поздне-четвертичных (верхнеплейстоценовых) осадков данного района основная доля материала приносилась из Гренландии. В некоторых прослоях вулканогенно-терригенных осадков в повышенных количествах содержится вулканокластический материал (особенно палагонит), поступивший сюда с Исландии.

Центральная часть хребта. Четыре колонки длиной до 618 см были отобраны на западном фланге хребта (станции 1333, 1335, 1336, 1337). Верхний слой осадков во всех колонках представлен кокколито-фораминиферовыми илами. Средние же и нижние части по генетическому составу сильно различаются.

В колонке станции 1333, наиболее близко расположенной к Гренландии, кокколито-фораминиферовые илы на глубине 50 см от поверхности дна сменяются терригенными и вулканогенно-терригенными илами с прослойками крупных алевроитов и песков. Абиогенная часть осадков представлена в основном терригенным материалом, принесенным льдами и айсбергами с Гренландии. В заметных количествах имеются и вулканогенные минералы, поступившие с Исландии. Это бурое стекло, моноклинные пироксены, непрозрачные пепловые частицы и т.д. В прослоях, обогащенных пирокластикой, содержится повышенное количество Ti.

Колонка станции 1335 на всю глубину представлена кокколито-фораминиферовыми илами с содержанием CaCO_3 от 33,77 до 66,29%. В илах часты прослои раковин фораминифер или терригенных песков и крупных алевроитов. Абиогенная часть состоит из ледникового материала Гренландии. Среди минералов преобладают кварц, плагиоклазы, слюды, вулканогенного материала мало.

Колонка станции 1336 состоит из кокколито-фораминиферовых илов, переслаивающихся с терригенными слабоизвестковыми илами. Местами имеются тонкие прослои терригенных и фораминиферовых алевроитов и песков. Среди минералов преобладают кварц, плагиоклазы, амфиболы, характерные породы для Гренландии. Однако отдельные прослои илов обогащены пирокластическим материалом вулканов Исландии. Почти повсеместно встречается гравийный (ледниковый) материал.

Колонка станции 1337 отобрана на гребне хребта. Она состоит из кокколито-фораминиферо-вого ила, переслаивающегося с терригенными и вулканогенно-терригенными илами. Местами имеются маломощные прослойки алевроитов и песков. Верхний сильноизвестковый прослой илов, видимо, можно отнести к голоцену (0—73 см), нижний — к плейстоцену. В плейстоценовых осадках много ледникового материала Гренландии. В небольших количествах повсеместно присутствует вулканогенный материал Исландии (бурое стекло, непрозрачные пепловые частицы, моноклинные пироксены).

Южная часть хребта. В колонках обнаружены сильноизвестковые кокколито-фораминиферовые илы с прослоями терригенных. Среди обломочных минералов преобладают кварц, плагиоклазы, слюды, роговая обманка, моноклинные пироксены, т.е. минералы, характерные для пород Гренландии и о-ва Ньюфаундленда. Вулканогенного материала очень мало.

Фарерско-Исландский порог. Изучена колонка станции 1383 длиной 616 см, отобранная на юго-западном склоне порога. Она представлена терригенными и вулканогенно-терригенными песками, крупными алевроитами и мелкоалевритовыми илами, переслаивающимися между собой. Прослои песков, алевроитов обычно четкие. Но имеются и с неровными границами, что позволяет предположить проявление здесь оползневых процессов. Характерным для колонки является наличие большого количества ледникового материала — гравия, гальки. Некоторые прослои илов и алевроитов с плотной консистенцией напоминают наземные терригенные (моренные) отложения — супеси, суглинки и т.п. В нижней части колонки имеется мощный прослой терригенного очень влажного песка (254—580 см). Обломочная песчано-алевритовая часть представлена в основном терригенными минералами, характерными для пород Скандинавской питающей провинции. Однако отдельные прослои обогащены вулканогенным материалом Исландии. Таким образом, в формировании поздне-четвертичных (позднеплейстоценовых) осадков здесь основную роль играл ледовый материал, поступающий со Скандинавии. Сюда поступал также вулканогенный материал Исландии.

Химический состав осадков — обычный для терригенных отложений, обогащенных пирокластикой. В тех случаях, когда роль пирокластики повышается, заметно увеличивается и содержание геохимических индикаторов вулканогенного вещества — Fe (до 7,49%) и Ti (до 1,29%).

Исландская котловина. Здесь изучено две колонки длиной до 345 см. Сверху (0–30, 0–50 см) они представлены кокколито-фораминиферовыми (голоцен), ниже — смешанными вулканогенно-терригенными илами. В колонке 80, расположенной на большем удалении от Исландии, чем колонка 73, в фораминиферовых илах имеются прослой смешанных вулканогенно-фораминиферовых осадков, содержащих от 30 до 42% CaCO_3 . Их минеральный состав не изучен. Однако, судя по повышенному содержанию Fe, в большинстве прослоев терригенный материал смешан с вулканогенным. При этом в колонке 73, более богатой этим элементом, должно содержаться и заметно большее количество пирокластики.

Ян-Майенский хребет. Верхний слой осадков (0–20, 0–30 см) представлен современными (голоценовыми) фораминиферовыми илами с единичными зернами вулканического стекла. Ниже в колонках переслаиваются фораминиферовые, смешанные вулканогенно-терригенные и вулканогенные осадки, содержащие различные количества вулканогенного материала. Прослой чисто вулканокластических песков, крупных алевроитов и мелкоалевритовых илов — маломощные. Многие из них являются сортированными, т.е. они накопились при перееотмучивании материала, залегающего на склонах и вершинах гор (у подножия одной из них и была отобрана колонка 799-3). Возможно, это продукты подводного разрушения вулканических пород, обнажающихся на дне Ян-Майенского хребта. Их наличие подтверждено драгировками.

Одной из особенностей вулканокластических осадков является резкое преобладание в них кислого стекла над базальтовым и кислых плагиоклазов над средними и основными. Это обусловлено поступлением пеплового материала вулканов Гекла и Аскья. Не исключено наличие подводных вулканов с кислыми вулканическими продуктами в районе самого хребта Ян-Майен.

Ян-Майенский желоб. Было отобрано несколько колонок длиной до 124 см. Они представлены в основном вулканогенными или вулканогенно-терригенными осадками, обогащенными Fe, Ti, Mn и P. Заметна довольно четкая слоистость, выражающаяся либо в чередовании осадков разного гранулометрического состава, либо в смене их окраски.

Песчано-алевритовый материал прослоев представлен в основном продуктами разрушения базальтовых пород. Это обломки базальтов, зерна плагиоклазов и моноклинных пироксенов. В меньших количествах содержатся свежие и остроугольные зерна коричневого стекла ($N = 1,580-1,585$), полупрозрачные неправильной формы пепловые и палагонитовые (?) частицы, бесцветные или зеленоватые моноклинные пироксены (N_g около 1,690–1,700), единичные зерна магнетита и оливина. Прослой 74–77 см в колонке 769-1 на 95–97% состоит из свежего бурого вулканического стекла. Песчано-алевритовый материал илистых прослоев представлен тем же комплексом минералов, что и более грубозернистые осадки, но только в меньших количествах. Кроме перечисленных минералов и обломков пород, в вулканокластических осадках обнаружены также отдельные зерна коричневого и желтого биотита, хлорита, хлоритизированных зерен, кальцита, октаэдров и некоторых других минералов, принесенных или со стороны Скандинавии, или с Гренландии.

Характер залегания прослоев крупных алевроитов и песков, наличие в илистых прослоях многочисленных линз и примазок алевроитового материала и иногда косяя слоистость говорят о том, что осадконакопление в желобе происходило под влиянием мутьевых потоков.

По составу вулканокластические осадки здесь, видимо, соответствуют так называемым туфопелитам (Гаврилов, 1968), с той лишь разницей, что вулканокластический и пирокластический материал в современных осадках переработан в результате диагенетических процессов очень слабо или находится почти в совершенно

свежем виде. В целом эти осадки можно было бы причислить к группе осадочно-пирокластических.

На станции 769-11 (глубина 2740 м) была получена колонка длиной 84 см, представленная очень плотной, почти сухой терригенной ($< 10\% \text{CaCO}_3$) глиной с примесью алевритового материала. Цвет глины буровато-серый. В ней отчетливо видны следы тектонического воздействия, выражающиеся в наличии плоскостей скольжения и трещин. На станции 769-3 (глубина 3600 м) дночерпатель принес угловатые, слабо окатанные зерна аргиллитов и алевролитов размером от 1 до 15 мм. Цвет зерен желтовато-серый, голубовато-серый, коричневатого-серый (со ржавчиной). Имеются также отдельные зерна гравия базальтовых пород.

Своеобразным минералогическим составом характеризуются осадки, поднятые драгой на станции 769-15 (глубина 1480 м). Это — вулканогенно-терригенные, видимо, слабоизвестковые алевритово-пелитовые илы с большим количеством обломков базальтов.

В осадках желоба встречается ледниковый материал, принесенный как с Ян-Майена, так и с Гренландии.

Исландское плато. Изучено две колонки длиной до 563 см. Верхний слой (голоцен) колонок представлен кокколито-фораминиферовыми илами. Нижние их части заметно отличаются друг от друга. Колонка 1379, расположенная недалеко от Исландии, представлена терригенными и вулканогенно-терригенными илами и крупными алевритами. Минеральный и химический составы пород показывают, что влияние вулканогенного материала Исландии в формировании состава плейстоценовых осадков района станции 1379 было очень незначительным. Более или менее обогащены пирокластикой, а также Fe и Ti лишь отдельные небольшие прослои, особенно в интервалах 111–155 см. Среди обломочных терригенных минералов преобладают минералы, характерные как для Скандинавии, так и для Северной Гренландии.

Колонка 1363 была отобрана в северной части Исландского плато вблизи крутого уступа в рельефе дна. Здесь под слоем голоценовых фораминиферовых илов (0–16 см) вначале, до 126 см, залегают коричневатые-серые терригенные слабоизвестковые илы с прослоем фораминиферовых крупных алевритов на горизонте 89–106 см. Ниже, в слое 126–194 см, залегает светло-серая глина. Для нее характерно полное отсутствие CaCO_3 и очень низкое содержание $\text{C}_{\text{орг}}$. Далее вниз (до 245 см) идет бурый, очень плотный аргиллит, пропитанный гидроокислами Fe и Mn. Еще ниже залегает сцементированная порода — аргиллит (251–259 см), а затем — слабосцементированный алевролит с включениями сцементированного аргиллита, подобного залегающему в слое 251–259 см.

Исландско-Гренландский желоб и хребет Кольбейнсей. Здесь распространены терригенные (айсберговые) и терригенно-вулканогенные осадки. В колонках 63, 790, 791 и 792, отобранных вблизи Гренландии, преобладает терригенный материал, принесенный льдами и айсбергами с Северной Гренландии. Однако и здесь имеется заметная примесь вулканокластического материала. Это непрозрачные пепловые частицы, плагиоклазы, моноклинные пироксены и бурое стекло. Они в позднеплейстоценовое время, вероятно, были занесены сюда с Центральной Гренландии.

Химический состав пород этих колонок ближе к составу терригенных, чем вулканогенных осадков. В колонке же 793, отобранной почти на гребне хребта Кольбейнсей, обнаружено высокое содержание Fe, Ti, Mn и P, что подтверждает близость осадков района к типично вулканогенным отложениям Ян-Майена и Исландии.

Выводы

Весь комплекс имеющихся данных о составе современных и позднеплейстоценовых осадков Северной Атлантики позволил выявить степень влияния вулканических процессов в формировании их генетического, гранулометрического, минералогического и геохимического составов. Наибольшее влияние на ход осадкообразования оказывает Исландия, затем о-в Ян-Майен. В связи с тем, что на этих остро-

вах имеются многочисленные действующие вулканы, они являются основными источниками пирокластического материала. При этом роль подводных вулканов осталась невыясненной. Можно предположить, что она очень незначительна. О том, что она все же проявляется, говорят находки в области гребней хребтов, их рифтовых ущелий, трансформных разломов и подводных гор свежих базальтовых лав (в том числе и подушечных), мелких обломков (продуктов механического дробления) свежего вулканического стекла и т.д. Исландия и о-в Ян-Майен являются также основным источником и вулканокластического или вулканогенно-терригенного материала, т.е. продуктов выветривания вулканогенных пород самих островов. Другим мощным источником сноса служат Фарерские острова и Центральная Гренландия, где широко распространены третичные платобазальты. Вблизи этих источников накапливаются вулканогенные и вулканогенно-терригенные осадки. В районах Исландии и Ян-Майена их можно назвать пирокластическими ($> 50\%$ пирокластического и вулканокластического материала). Среди древних вулканогенных пород им соответствуют агломератовые туфы, туфогенные песчаники и туфопелиты. В пирокластических осадках, обычно окрашенных в черные и черно-серые тона, преобладают непрозрачные пепловые частицы и бурое стекло. В меньших количествах содержатся основные плагиоклазы, моноклинные пироксены, магнетит-титаномagnetит. Осадки являются слабжелезистыми и железистыми (до $12,88\%$ Fe) и слаботитанистыми (до $2,6\%$ Ti). Кроме того, они обогащены V, а также Mn, P, Cr, Co, Zr и некоторыми другими элементами.

Вокруг Фарерских островов формируются вулканокластические осадки. От осадков Исландии и Ян-Майена они отличаются меньшим содержанием бурого стекла и большим — плагиоклазов и моноклиновых пироксенов, а также инородных, чисто терригенных минералов (кварца, обыкновенной роговой обманки, эпидота, граната, циркона). Эти осадки содержат заметно меньше Fe и Ti, а также V и других элементов. Вблизи Центральной Гренландии формируются также вулканокластические осадки, но с очень большой примесью инородного, терригенного (ледникового и айсбергового) материала, принесенного сюда с Северной и Южной Гренландии. От осадков Исландии их отличает не только большая примесь терригенного ледникового и айсбергового материала, но и резкое преобладание в их минеральном составе плагиоклазов и моноклиновых пироксенов; бурого стекла сравнительно мало. Оно зачастую изменено (пелитизировано). Понижены также содержания Fe, Ti, V, Cr и т.д.

По мере удаления от названных четырех вулканогенных провинций к пирокластическому и вулканокластическому материалам все больше и больше подмешивается инородного, терригенного и биогенного материалов, в результате чего осадки становятся смешанными вулканогенно-терригенными, вулканогенно-фораминиферовыми или вулканогенно-терригенно-фораминиферовыми. По характерному минеральному и химическому составу влияние вулканических очагов прослеживается на расстоянии до 1000—1500 км от Исландии и на 300—500 км от Ян-Майена, Фарерских островов и Центральной Гренландии. Оно наиболее сильно там, где океанские течения (поверхностные и придонные) направлены от очагов вулканизма в открытый океан (например, область Ирмингера и Лабрадорского морей). Ареалы влияния вулканизма хорошо прослеживаются по распределению пирокластики и вулканокластики (бурому и бесцветному вулканическим стеклам, непрозрачным пепловым частицам, моноклиновым пироксенам, плагиоклазам и т.д.) и по характерным геохимическим индикаторам, особенно по Fe, Ti, V и по Mn, P, Cr, Ni, Co, Ba, Cd.

Изучение колонок, отобранных в пределах распространения современных вулканогенных осадков в области Исландии, Ян-Майена и Фарерских островов, показало, что и в геологическом прошлом, по крайней мере в период накопления верхней шестиметровой толщи осадков, здесь накапливались аналогичные по составу отложения. Об этом свидетельствуют как их физические свойства и минералогический состав, так и высокие содержания Fe, Ti, Mn и P. Каких-либо резких и длительных перерывов в накоплении вулканогенного (вулканокластического и пирокластического)

материала в эту область океана не наблюдается. Следовательно, роль продуктов вулканизма в осадконакоплении в Северной Атлантике была определяющей и в недалеком геологическом прошлом. Процесс поставки вулканических продуктов начался с момента зарождения Исландии и продолжается по настоящее время. Этот факт позволяет сделать вывод о том, что очень важным, а порою и основным вулканокластическим материалом в осадках являются продукты денудации суши и абразии берегов Исландии, Ян-Майена, Фарерских островов, которые поступают в океан непрерывно. Роль же пирокластического материала, выбрасываемого в океан вулканами через определенные промежутки времени, следовательно, второстепенна: она является определяющей лишь во время эксплозий того или иного вулкана. Продукты таких эксплозий в виде четко выраженных прослоев пирокластического материала встречены во многих колонках, в том числе и за пределами области распространения современных вулканогенных осадков. Мощность вулканокластических пепловых прослоев, как правило, невелика, не более нескольких десятков сантиметров. Породы, слагающие прослои, по гранулометрическому составу обычно соответствуют пескам и крупным алевритам, реже — мелкоалевритовым илам. Прослои состоят из непрозрачных пепловых частиц, бурого стекла, моноклинных пироксенов. Алевритово-пелитовые и пелитовые илы, вмещающие эти прослои, в подавляющем большинстве случаев либо терригенного или биогенного происхождения, либо, реже, смешанного. Пелитовая же часть этих илов, по всей вероятности, сформировалась преимущественно за счет терригенного материала.

Во многих пепловых прослоях наблюдается сортировка материала: в подошве залегают более грубозернистые осадки, чем в кровле. Они могли образоваться как в результате пеплопадов, так и за счет переотмучивания местного, батиметрически выше залегающего материала, вследствие проявления оползневых процессов и мутьевых потоков.

Среди пиро- и вулканокластики в позднечетвертичных осадках обычно преобладает бурое вулканическое стекло основного (базальтового) состава. Однако имеются случаи, когда бурое стекло уступает первенство бесцветному кислому стеклу, например, в районе хребта Рейкьянес и особенно в районе Ян-Майенского хребта. В первый из них стекло было, скорее всего, занесено со стороны вулканов Гекла и Аскья, нередко извергающих не только пирокластику основного, но и кислого состава. Во второй район кислое стекло могло поступить в результате извержений вулканов Гекла и Аскья, а также местных подводных вулканов Ян-Майенского хребта.

Скопление кислых пепловых прослоев здесь только за счет эксплозий вулканов Исландии очень трудно объяснить.

Характерным для позднечетвертичных осадков является резкая смена их wesentlichно-генетического состава на границе плейстоцена—голоцена. Плейстоценовые осадки во многих случаях менее карбонатны, они чаще всего являются вулканогенными или терригенными, особенно в Норвежском, Ирмингеровом и Лабрадорском морях. Голоценовые же отложения представлены в основном фораминиферовыми илами. Ареалы распространения типично вулканогенных и терригенных осадков в голоцене заметно меньше, чем в верхнем плейстоцене. Кроме того, в плейстоценовых осадках содержится заметно больше ледового и айсбергового материала. Более широкие ареалы распространения вулканогенных осадков в верхнем плейстоцене связаны не только с уменьшением разбавляющего действия биогенного известкового материала, но и с более сильным проявлением агентов переноса вулканогенного материала. Этот материал мог разноситься на большие расстояния тремя способами: ветрами, морскими течениями и льдами и айсбергами. Первые из этих двух факторов являются определяющими в настоящее время (в голоцене). Третий же из них проявлялся преимущественно в плейстоцене, когда Исландия была покрыта ледниками.

Важно подчеркнуть и то обстоятельство, что вулканогенные (пиро- и вулканокластические) осадки, как правило, представлены песками, крупными алевритами, мелкоалевритовыми и алевритово-пелитовыми илами с содержанием пелитовой

фракции ($< 0,01$ мм) не более 70% (обычно $< 50\%$). Чисто вулканогенные пелитовые илы и глины почти совершенно не встречаются. Связано это с двумя обстоятельствами: с размерами зерен пирокластики и с очень медленными темпами преобразования вулканогенного материала.

Одной из характерных особенностей вулканогенных осадков Северной Атлантики является свежесть пирокластического материала. Стекла, моноклинные пироксены, плагиоклазы, как правило, остроугольные, свежие, чистые.

В целом вулканическая область Северной Атлантики является нерудной. Здесь нигде не обнаружено каких-либо рудных залежей, образовавшихся за счет вулканизма. Это вполне подтверждается и изучением верхней толщи осадков.

В заключение можно сказать, что влияние вулканизма на формирование современных осадков и позднечетвертичной осадочной толщи Северной Атлантики очень существенно.

СТРОЕНИЕ ДНА ОКЕАНА

Рассмотрев результаты геолого-геофизических исследований дна океана в области Исландии, мы должны попытаться подойти к решению некоторых важнейших вопросов, которые стоят перед геологами. Прежде всего, представляет ли Исландия непосредственное продолжение над уровнем океана структуры подводного срединно-океанического хребта, а если отличается от нее, то в какой мере и почему? Каково соотношение Исландии с другими структурами океанического дна вокруг нее? Наконец, в каком соотношении между собой находятся вообще все остальные структуры дна океана в этой области и какова была в основных чертах история их развития в доступном для современных методов исследования геологическом прошлом?

Стремясь ответить на эти вопросы, мы должны иметь в виду, что в структурном отношении рассматриваемая область океана чрезвычайно неоднородна. Это заставляет предполагать, что формирование современной структурной системы здесь, вероятнее всего, связано с проявлением не одного, а достаточно сложного сочетания разных тектонических процессов, возможно, обусловленных общим иницирующим их глубинным процессом. Затем следует учитывать, что данные геологии континентов, обрамляющих эту часть океана, свидетельствуют о сравнительно недавнем единстве древнего континентального массива, на месте которого образовались впадины океана.

До последнего времени сведения по геологии и геофизике подводных пространств этой части Земли были весьма скудными и представления о ее геологическом строении основывались преимущественно на данных континентальной геологии и картах рельефа дна океана. Преобладающей при этом была концепция, согласно которой структура земной коры этого региона до недавнего геологического времени была сходна с наблюдаемой на континентах, а впоследствии преобразована в связи с погружением и образованием океанических впадин, имеющих вторичное происхождение. Эта концепция была развита в работах Н.С. Шатского (1935), А.Д. Архангельского (1938), В.В. Белоусова (1955), отражена на тектонической карте Арктики (Пушаровский, 1960, 1963) и тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966). Представления А.Вегенера (1923) о происхождении глубоких котловин Северного Ледовитого и Атлантического океанов в результате дрейфа континентов Северной Америки и Гренландии не получили в тот период широкой поддержки.

Интенсивные геолого-геофизические исследования океанических областей Земли в 50–60-х годах привели к существенному пересмотру прежних взглядов на тектонику океанов и глобальную тектонику Земли в целом. Важную роль в этом сыграли геофизические исследования района Исландии, ибо именно на материалах магнитной съемки хребта Рейкьянес обосновали свою гипотезу Дж. Вайн и Д.Мэттьюз (Vine, Matthews, 1963), и эта гипотеза вместе с высказанными ранее идеями Г. Хесса (Hess, 1962) и Р. Дитца (Dietz, 1962), а затем идеями Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (Isacks, Oliver, Sykes, 1968) способствовала формированию гипотезы тектоники литосферных плит, в новом качестве возродившей идею А.Вегенера. Концепция тектоники литосферных плит приобрела в 60–70-е годы чрезвычайно широкую популярность в силу того, что включила в себя огромный

комплекс новейших геолого-геофизических данных, предложила возможность широких глобальных тектонических построений и в значительной мере подтвердилась результатами глубоководного океанского бурения. Обширный круг исследователей применяет сейчас концепцию тектоники литосферных плит для интерпретации материалов геолого-геофизических исследований океанических областей Земли, а также и геологии континентов. Концепция тектоники литосферных плит получила применение и для интерпретации данных по области Исландии в работах Г.Л. Джонсона и Б. Хейзена (Johnson, Heezen, 1967), Г.Л. Джонсона, П. Фогта и других (Johnson, Vogt e. a., 1971), П. Фогта (Vogt, 1971, 1972, 1974), М. Талвани и О. Элдхольма (Talwani, Eldholm, 1972, 1974) и ряда других авторов. Она оказалась применимой к данной области океана и в свете результатов глубоководного бурения, проведенного здесь в 12, 38 и 49-м рейсах БС "Гломар Челленджер" (Laughton, Berggren, 1972; Talwani, Udintsev, 1976; Cann, Luyendyk, 1977).

Вместе с тем именно в области Исландии достаточно явственно обнаружилось и несоответствие между моделью, предполагаемой концепцией тектоники литосферных плит и некоторыми наблюдаемыми здесь особенностями геологии дна и физических полей Земли. Эти несоответствия не позволяют утверждать, что гипотеза тектоники литосферных плит полностью несостоятельна, но обнаруживают слабости ее канонической формы. Следует заметить, что данные геолого-геофизических исследований дна океана в области Исландии далеко не полностью вписываются в какую-либо из существующих тектонических концепций и не получают, в силу недостаточного существования методов исследований, вполне однозначную интерпретацию. Именно в местах несоответствия наблюдаемых данных теоретическим моделям возможно нахождение новых решений, ведущих к развитию тектонической теории. Это заставляет искать новую форму тектонической гипотезы, учитывающую очевидные достижения концепции мобилизма и тектоники литосферных плит, но свободную от ее слабых сторон, а вместе с тем включающую сильные стороны идеи новообразования океанических впадин за счет погружений и преобразований континентальных массивов.

Путь к такой новой, более совершенной концепции лежит через раскрытие тектонической природы тех структур, которые находятся в противоречии с моделью, основанной на гипотезе тектоники литосферных плит, и через проверку правомерности тех допущений, которые делаются при ее использовании исходя из наблюдаемых геологических фактов, т. е. через отказ от стремления вогнать наблюдаемые факты в рамки этой модели.

Наш подход к анализу геолого-геофизических данных, полученных в области Исландии, без тенденции вписать их в модель тектоники литосферных плит обосновывается также и тем, что на самой суше Исландии представления тектоники плит не находят достаточного подтверждения (Белоусов, Милановский, 1975).

Система современных **срединно-океанических рифтовых хребтов** в области Исландии представлена подводными хребтами Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона и, как считают многие авторы, хребтом Книповича. По совокупности геологических и геофизических характеристик хребты Рейкьянес, Кольбейнсей и Мона рассматриваются и нами как продолжение Срединно-Атлантического рифтового хребта и представляются активными современными рифтами. Они характеризуются грядовым вулканическим рельефом, симметричным поперечным профилем, наличием также симметричной системы линейных аномалий магнитного поля, для которой возможна, по мнению многих авторов, корреляция с системами магнитных аномалий других частей Мировой системы рифтов (рис. 64, вкл.), повышенными значениями теплового потока, отсутствием осадочного чехла в осевой части и возрастанием мощности этого чехла в латеральном направлении параллельно с увеличением возраста базального слоя осадков. Осевая зона этих хребтов сейсмически весьма активна. Фундамент хребтов сложен базальтами толеитового состава, типичными для коры срединно-океанических хребтов. Все это дает основания видеть в хребтах Рейкьянес, Кольбейнсей и Мона зоны современного расширения дна океана и новообразования земной коры океанического типа. Многие авторы, уже цитировавшиеся выше (например, Johnson, Heezen, 1967; Talwani, Eldholm, 1974; Vogt, 1974), предполагают

также, что формирование всех впадин океана в этой области шло за счет расширения, происходившего в осевых частях современных и более древних рифтов; ими рассчитаны скорости предполагаемого раздвижения литосферных плит и построены изохроны положения их краев, высказаны предположения, что рифтовая зона Исландии является непосредственным продолжением (и частью) рифтовой системы этих подводных хребтов, а ее более высокое положение и своеобразие глубинного строения связаны с существованием под ней "горячей точки" мантии Земли и более интенсивным в связи с этим выплавлением базальтовой магмы (Vogt, 1974).

Нам кажется, что в таких представлениях о тектонической роли хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона и Книповича и о соотношении с ними структуры Исландии многое справедливо, но многое вызывает возражение в свете доступных нам фактов.

Обратим внимание на некоторые существенные отличия системы интересующих нас рифтовых хребтов в Исландии от остальной части Срединно-Атлантического хребта.

Все они существенно расположены выше, чем Срединно-Атлантический хребет к югу от зоны разлома Гиббса. Они не занимают медианного положения по отношению к окраинам окружающих континентов. Морфоструктура их склонов осложнена *ступенями, по отношению к которым осевые части хребта Рейкьянес и южной оконечности хребта Кольбейнсей представляются горстами*. В силу существования Исландского плато профиль хребта Кольбейнсей асимметричен. Возраст осадков в базальном слое на восточном склоне хребта Рейкьянес, по данным бурения, меньше, чем он должен был бы быть по хронологической идентификации линейных магнитных аномалий (Laughton, Berggren, 1972), поскольку в скв. 114, пробуренной на 5-й аномалии (предполагаемый возраст 10 млн. лет), базальные осадки имеют верхнемиоценовый возраст (5 млн. лет). Подобным образом и на западном склоне хребта в скв. 407, пробуренной на 13-й аномалии (38 млн. лет), базальные осадки моложе, их возраст нижнемиоценовый-верхнеолигоценовый, т.е. примерно 25–27 млн. лет. Впрочем, скв. 408, пробуренная на 6-й аномалии (20 млн. лет), показала хорошее совпадение возраста базальных осадков (нижний-средний миоцен, т.е. примерно 20 млн. лет) с предполагаемым возрастом аномалии (Сапп, Луендук, 1976). Моложе, чем возраст 13-й аномалии (38 млн. лет), оказался возраст основания на восточном склоне хребта Мона — 27 млн. лет (Taiwan, Udintsev, 1976) (рис. 65, вкл. — 67). При подходе к Исландии склоны обоих связанных с ней хребтов — Рейкьянес и Кольбейнсей — размещаются платообразными ступенями, лежащими примерно на том же уровне, что и Исландское плато, и морфоструктура хребтов как бы выклинивается и затухает в пределах подводного цоколя острова. При этом одновременно исчезает, размывается линейная структура магнитных аномалий и на суше Исландии аномалии магнитного поля имеют уже неупорядоченный характер.

Неовулканическая зона Исландии, рассматриваемая как аналог рифтовых зон срединно-океанических хребтов, не лежит непосредственно на продолжении осей хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей, а смещена относительно них к востоку. Однако смещение это не отмечается в морфоструктуре дна зонами разломов, которые могли бы рассматриваться в качестве трансформных. Предполагаемый разлом Тьорнес отмечен лишь повышенной сейсмичностью, но в структуре дна не выражен. Глубинное строение земной коры под Исландией отличается от строения хребта Рейкьянес и от обычного для срединно-океанических хребтов как по общей мощности коры, так и по скоростной структуре, по мере приближения к континентальным рифтовым зонам (присутствие слоя со скоростями сейсмических волн 6,5 км/с, мощность коры 30–60 км).

В осевой зоне хребта Рейкьянес отсутствует рифтовое ущелье. Оно отсутствует также в южной части хребта Кольбейнсей. Прямой связи морфоструктуры этих хребтов с морфоструктурами Исландии нет. В структуре обоих хребтов наблюдается множество поперечных разломов, которые отнюдь не играют роли трансформных, т.е. компенсирующих относительные смещения плит (или частей плит) из-за прерывистости осевого рифта.

Хребет Книповича обладает морфологией, совершенно не свойственной срединно-океаническим хребтам. Это асимметричный хребет с глубоким желобом, лежащим к востоку от него у подножия континентального склона. Фундамент хребта представлен не базальтами толеитового состава, а диабазами и габбро. Над хребтом обнаружена лишь одна линейная аномалия магнитного поля, тогда как обычной для рифтовых хребтов системы аномалий нет. В свете этих данных нам кажется, что хребет Книповича не является рифтовым хребтом, а скорее представляет собой комплекс структур зоны разлома.

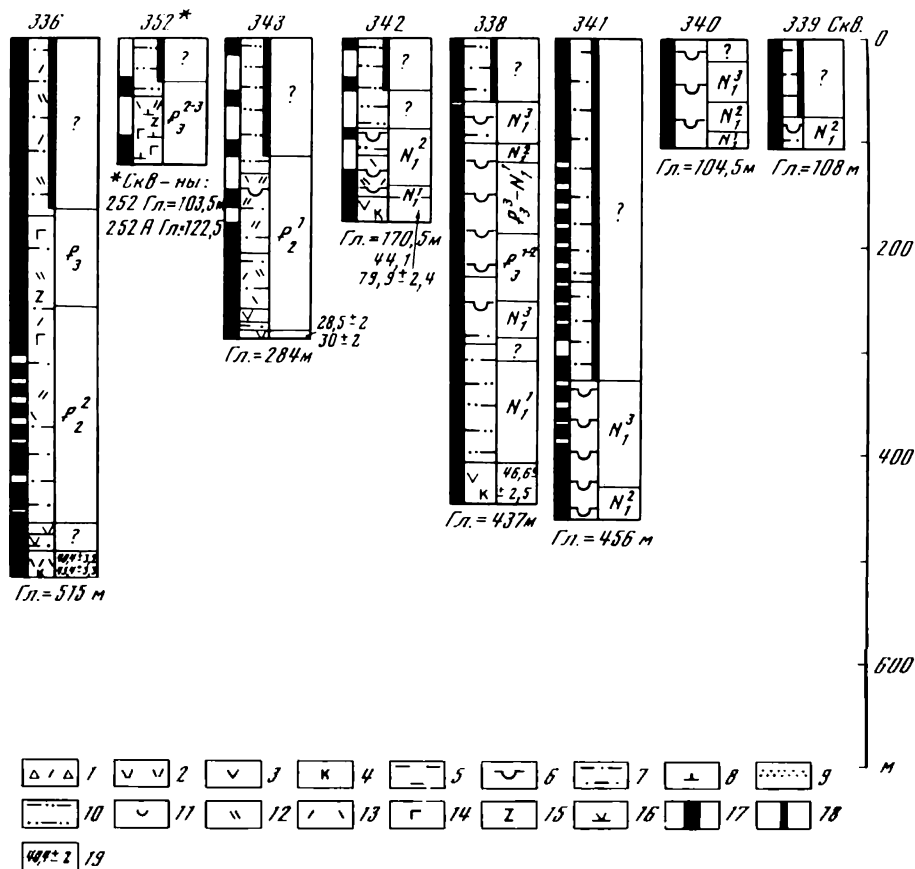
Все перечисленные здесь особенности структуры подводных хребтов в области Исландии, относимых к системе рифтовых срединно-океанических хребтов, объясняются обычно существованием под Исландией "горячей точки" мантии и миграцией оси расширения дна океана (Vogt, 1974; Schilling, 1971; Schilling, Noe-Nygaard, 1974). Нам кажется, что более правильным было бы объяснение их спецификой первоначального строения земной коры и ее реакции на развитие рифтовых систем. Однако говорить об этом будет легче, когда мы рассмотрим характер остальных структур дна океана в этой области (рис. 68).

С системой срединно-океанических хребтов в области Исландии тесно связана морфоструктура не только этого острова и его подводного цоколя, но и Исландского плато и подобных ему ступеней. Мы уже отмечали выше, что эти ступени как бы замещают склоны хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей при подходе к Исландии и лежат примерно на том же уровне, как Исландское плато.

Структура Исландского плато резко отличается от структуры хребта Кольбейнсей, к восточному склону которого оно примыкает. Рельеф дна и акустического фундамента отвечает представлениям о спокойном залегании слоев платформенного блока, нарушаемом разрывными дислокациями типа сбросов в центральной части плато и взбросов и горстов в его восточной части. Сквозь "окна" в акустическом фундаменте доступна сейсмическому зондированию мощная осадочная толща и более глубокий фундамент континентального типа со скоростями сейсмических волн 3,5 км/с. Такие скорости отвечают, вероятно, границе между третичными и мезозойскими осадочными толщами, подобно тому, как это имеет место и в других районах Норвежского и Северного морей (Talwani, Eldholm, 1972). В юго-восточной части плато развиты диапировые структуры. Над ними отмечены высокие концентрации тяжелых углеводородов как в породах относительно глубоких осадочных горизонтов, добытых драгированием со взбросовых уступов, так и в осадках на поверхности дна и даже в воде над куполами диапиров. Взбросовые и горстовые структуры развиты вдоль восточного края плато. Наиболее крупные горсты образуют в северо-восточной части плато Ян-Майенский хребет.

В западной части плато существует четко выраженная система линейных аномалий, почти параллельных простирающимся аномалиям хребта Кольбейнсей. В центральной и восточной частях плато магнитное поле спокойно, в юго-восточной части слегка возмущено. Наличие линейных аномалий на западной окраине плато позволяет некоторым исследователям (Johnson, Heezen, 1967; Johnson, 1972) предполагать ее рифтовое происхождение и рассматривать как промежуточную зону расширения дна. Развитие этой рифтовой зоны они относят к периоду от 24 до 18 млн. лет, между моментом затухания древнего рифта в Норвежской котловине и началом развития современного рифта хребта Кольбейнсей. Зону рифтового развития М. Талвани и О. Элдхолм (Talwani, Eldholm, 1974) предполагают также в юго-восточной части плато, где имеются возмущения магнитного поля. Все изучавшие район Исландии исследователи сходятся в мнении о том, что Ян-Майенский хребет имеет континентальное происхождение и представляет собой фрагмент континентального блока Гренландии.

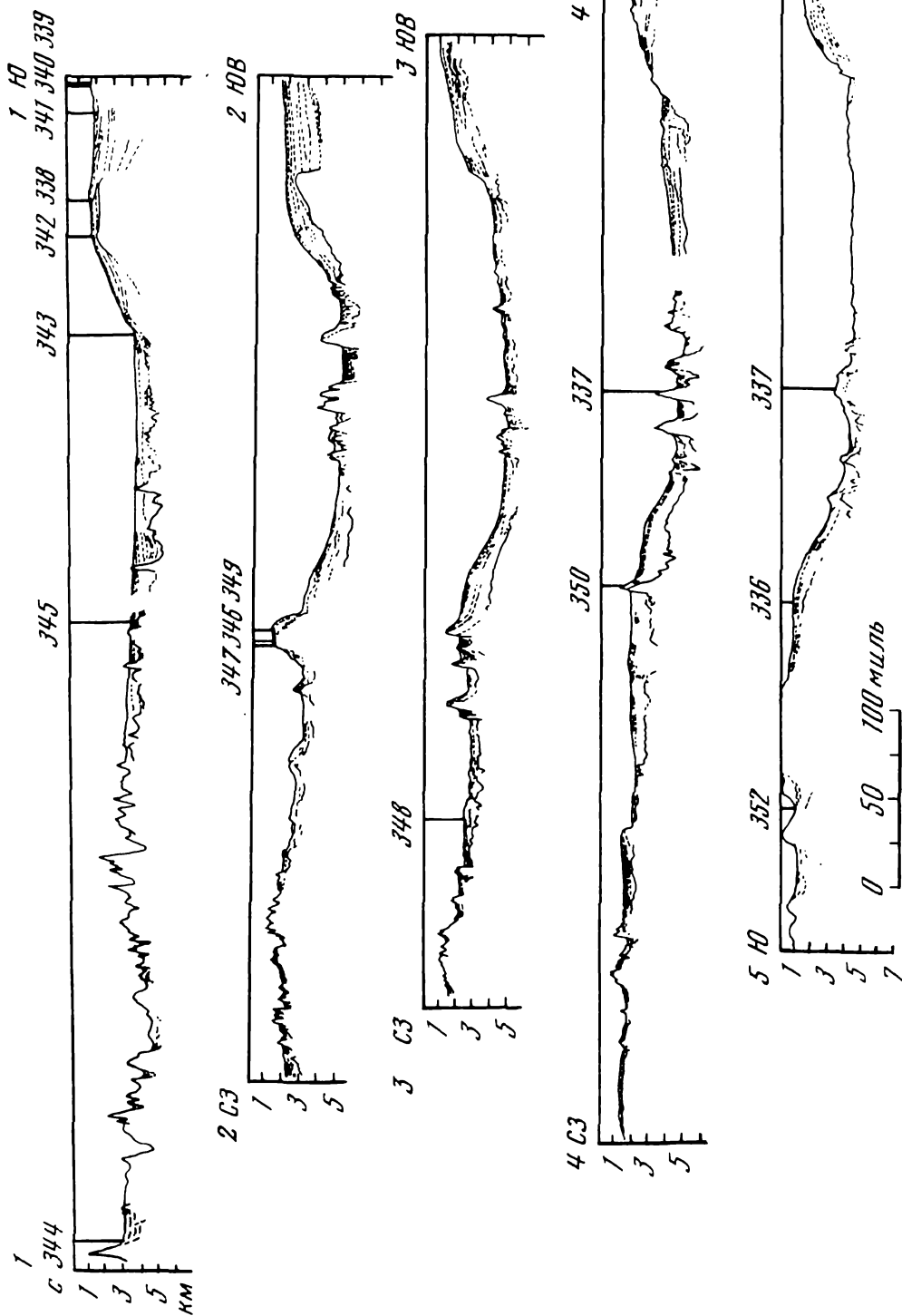
Бурение показало, что акустический фундамент западной и юго-восточной частей плато сложен базальтами толеитового состава. Возраст фундамента над аномалией, идентифицируемой как 6-я и лежащей вблизи оси симметрии (аномалия 5Д) аномального поля западной части плато, равен 19 млн. лет (нижний миоцен). С точки зрения сторонников рифтового происхождения западной части плато, это может служить подтверждением их представлений, поскольку возраст осевой аномалии



не. Дополняя его таким же веерообразным, но обратно направленным расположением аномалий в юго-восточной части Исландского плато, эти исследователи сохраняли возможность объяснить раздвижением жестких литосферных плит происхождение Норвежской котловины, о структуре которой мы будем говорить ниже.

Нам представляется, что наиболее вероятна единая тектоническая природа Исландского плато в целом как фрагмента древнего континента. При этом особенности строения его разных частей можно интерпретировать так. Система линейных аномалий магнитного поля в западной части плато связана с образованием трещин в зоне контакта со структурами хребта Кольбейнсей и проникновением по этим трещинам базальтовых лав. Наиболее интенсивные аномалии связаны с разломами, нарушившими структуру акустического фундамента. Этот фундамент представляется нам базальтовым лавовым покровом, излившимся в конце эоцена — начале олигоцена. Базальтовые лавы выстланы сверху терригенными осадками олигоцена и нижнего миоцена, накопленными, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, на значительном удалении от берега. Выше по разрезу эти осадки сменяются биогенными.

Такая смена характера осадков, безусловно, отражает изменение палеогеографических условий, вероятнее всего, вследствие образования в среднем миоцене хребта Кольбейнсей и отделения Исландского плато от Гренландии. По данным сейсмического профилирования, можно предполагать сходство этого базальтового покрова с покровами на дне Норвежской котловины. Перекрытая базальтами осадочная толща в юго-восточной части обладает мощностью порядка 2000 м и представляет собой отложения древнего шельфа, подобного шельфу Северного и Баренцева морей и в прошлом связанного с ним воедино. Наиболее интенсивные аномалии западной части плато приурочены к сбросовым нарушениям фундамента. В области спокойного залегания слоев основания и на удалении от зоны разломов, связанных с периферией хребта Кольбейнсей, магнитное поле спокойное.



Р и с. 67. Профили дна, мощности осадочного чехла, топография акустического фундамента и положение скважин 38-го рейса бурового судна "Гломар Челленджер" (положение профилей см. на рис. 65)

Появление "окоп" в фундаменте в восточной части плато можно объяснить утоньшением и разрывами сплошности лавовых покровов. Возмущения магнитного поля в юго-восточной части плато связаны, очевидно, со взбросовыми нарушениями структуры фундамента. Следует заметить, что характер гравитационного поля над Исландским плато совершенно такой же, как над плато Воринг, и это позволяет предполагать одинаковое строение земной коры под ними. Характер этих нарушений представляется нам одинаковым как для юго-восточной, так и для северо-восточной частей плато, и хребет Ян-Майенский может рассматриваться, с нашей точки зрения, как комплекс взбросовых структур, объединенных вследствие заполнения понижений между отдельными структурами осадочным материалом, накапливающимся в период высокого стояния хребта и абразионного срезания его вершинной поверхности в олигоцене.

Бурение на Ян-Майенском хребте подтвердило осадочное происхождение наклонно падающих слоев, выявленных ранее сейсмическим профилированием в толще его основания. По отсутствию над хребтом линейных магнитных аномалий и по своеобразному залеганию наклонно падающих слоев предполагалось, что этот хребет является фрагментом древней континентальной окраины Гренландии. Под плоской вершинной поверхностью хребта лежат почти горизонтальные слои осадков, несогласно перекрывающие срезанные абразией и падающие к востоку пласты осадочной толщи. Скорость сейсмических волн в верхней толще горизонтально-слоистых осадков около 1,85 км/с, а в наклонных слоях ниже поверхности несогласия — 2,2 км/с, 3,1 км/с, 3,9 км/с, 4,4 км/с и 5,5 км/с (Eldholm, Windish, 1974). Предполагается, что слои со скоростью более 5 км/с представляет собой магматические породы фундамента, обнажающиеся на западном склоне хребта. Драгировки нис "Академик Курчатов" показали, что различные горизонты этого склона сложены базальтами, а также алевритами и аргиллитами с преобладанием в их составе зерен кварца и полевого шпата (Удинцев, 1972).

Скважины 346, 347 и 348, пробуренные на вершинной поверхности Ян-Майенского хребта, обнаружили, что под слоем горизонтально-слоистых терригенных, песчаных и биогенных, кремнистых, богатых спиклами губок, осадков от среднего олигоцена до среднего миоцена и современных на глубине 120 м от поверхности дна лежит слой базальных конгломератов, маркирующий поверхность абразионного срезания. Ниже этой поверхности лежат наклонно падающие к востоку слои осадочных пород, возраст которых варьирует от нижнего олигоцена до среднего эоцена. Они представлены массивными терригенными песчанистыми аргиллитами. Магматический фундамент скважинами не был достигнут. Поскольку древнейшие осадочные породы — среднеэоценовые, то фундамент должен быть никак не моложе этого возраста и даже намного древнее, поскольку толща осадков имеет значительную мощность. Повсеместно в Норвежском и Северном морях граница между слоями со скоростями сейсмических волн 2,2 км/с и 3,1 км/с соответствует границе между породами третичного и мелового возраста, а слой со скоростями 4,4 км/с представлен мезозойскими и, возможно, даже палеозойскими отложениями. Подобное соотношение скоростей сейсмических волн и возраста осадочных пород, возможно, имеет место и здесь. Таким образом, можно предполагать, что осадочные породы в толще цоколя Ян-Майенского хребта ниже поверхности несогласия имеют преимущественно терригенное происхождение и были накоплены на восточной подводной окраине Гренландии, на ее шельфе или континентальном склоне или, возможно, на поверхности того обширного шельфа, который еще в начале третичного времени мог связывать Гренландию с шельфом Северного и Баренцева морей.

В олигоцене хребет испытал поднятие, его гребень был срезан абразией. Последовавшее затем погружение сопровождалось отложением терригенных осадков, а затем, когда в миоцене возникновение хребта Кольбейнсей затруднило поступление материала с Гренландии, — биогенных. Бурение скв. 350 на одном из взброшенных блоков в юго-восточной части плато показало, что акустический фундамент там сложен базальтами, возраст которых примерно 38–43 млн. лет. Можно объяснить

такой возраст базальтов тем, что они были сформированы в древней рифтовой системе Норвежской котловины, как это делают М. Тальвани и О. Элдхольм (Talwani, Eldholm, 1974), которые распространяют эту систему и на юго-восточную часть Исландского плато, но с большей вероятностью, как нам кажется, можно связывать формирование этой части лавового покрова с региональным развитием базальтовых траппов в эоцене на всем пространстве от Гренландии до Ирландии и Шотландии (провинция Туле) в связи с начальными проявлениями здесь рифтогенеза.

Определенным сходством морфологии дна и фундамента с Исландским плато обладают структуры, расположенные к западу от хребта Кольбейнсей, в Гренландской котловине, к югу от зоны Ян-Майенского разлома, а также упоминавшиеся выше ступени на флангах хребта Рейкьянес. Кажется возможным предположение, что все эти структуры — фрагменты древнего блока, который можно было бы назвать палео-Исландским плато, в пределах которого началось развитие рифтовой системы, приведшее к формированию хребтов Рейкьянес — в эоцене и Кольбейнсей — в миоцене.

Сопоставляя структуры Исландского плато и плато Воринг можно предполагать сходные условия образования Ян-Майенского хребта и поднятия внешней части плато Воринг. В обоих случаях это крупные глыбовые поднятия, горсты, сформировавшиеся на краю континентальных массивов в результате вертикальных движений как в их тылу, в виде грабенов внутренних частей обоих плато, так и перед их фронтом, в Норвежской котловине. Более интенсивные погружения в Норвежской котловине привели к образованию крупных флексур, осложненных сериями сбросов, тогда как погружения во внутренних частях плато — к образованию сбросов большой амплитуды. Такая асимметрия краевых горстовых структур характерна и для ряда других краевых плато, и горстов, например, для Северо-Шетландского блока, а также для некоторых подобных структур и в других частях Атлантического океана.

Следует обратить особое внимание на признаки нефтеносности Исландского плато, обнаруженные на диапировых структурах в его юго-восточной части. Наличие этих признаков может вызывать недоумение, если исходить из представлений о рифтогенном происхождении плато, но будет сочтено вполне естественным и закономерным, если принять континентальную природу плато и существование мощного осадочного покрова под поверхностью акустического фундамента Исландского плато и плато Воринг, где также отмечены признаки нефтеносности (Talwani, Udintsev *et al.*, 1976).

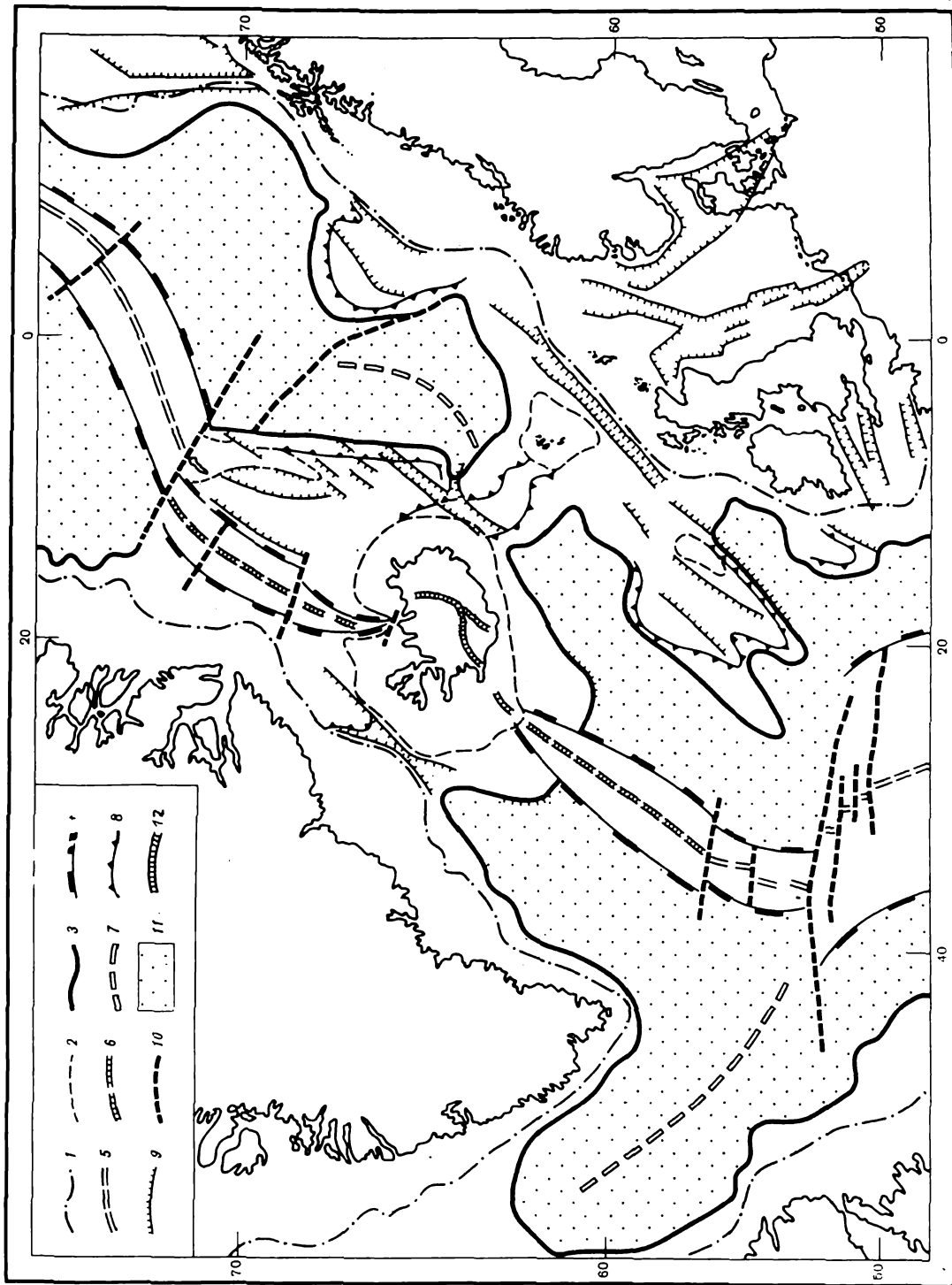
Исследования Срединно-Атлантического хребта, проведенные в 1975 г. в 20-м рейсе нис "Академик Курчатов", показали, что структуры, подобные Исландскому плато, характерны для нескольких районов этого хребта: к югу от Азорских островов, к югу от разлома Вима, к югу от о-ва Вознесения и к западу от о-ва Святой Елены. Очевидно, существование таких блоков — характерная черта структуры срединно-океанического хребта.

Столь же тесно, как Исландское плато, связаны с Исландией два подводных порога — Гренландско-Исландский и Фарерско-Исландский. Структуру этих порогов большинство исследователей интерпретируют как сформированную за счет рифтового процесса, подобно структурам склонов хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей, но в условиях более интенсивного поступления базальтовой лавы из "горячей точки" мантии, находящейся сейчас под Исландией, а в прошлом располагавшейся под серединой Фарерско-Исландского порога. Такое объяснение не основывается почти ни на каких фактических данных и вытекает лишь из стремления втиснуть эти структуры в рамки построений по канонам тектоники литосферных плит. Структуры порогов и Фарерского плато мешают сближению краев континентальных блоков Гренландии и Европы при реконструкциях геологического прошлого, основанных на идеях тектоники плит.

Наблюдаемая структура Фарерско-Исландского порога очень близка к описанной выше структуре Исландского плато, а еще ближе к структуре блока Фарерских островов и по глубинному строению земной коры и мантии, и по характеру неупорядоченного аномального магнитного поля. Морфология порога не имеет ничего

Р и с. 68. Тектоническая
схема дна океана в обла-
сти Исландии

1 — край континен-
тального шельфа; 2 —
край островного шель-
фа; 3 — внешний контур
переходной зоны между
областями с корой кон-
тинентального и океани-
ческого типов (континен-
тального склона); 4 —
контуры срединно-оке-
анических хребтов риф-
тового происхождения;
5 — оси срединно-океани-
ческих хребтов с рифто-
выми устьями; 6 — оси
срединно-океанических
хребтов без рифтовых
устьев; 7 — оси затух-
ших рифтов (горных сис-
тем, для которых можно
предполагать рифтовое
происхождение); 8 —
края погруженных кон-
тинентальных и остров-
ных шельфов (подвод-
ных плато); 9 — сбросы
и ограничиваемые ими
гребни; 10 — попереч-
ные (трансформные?)
разломы срединно-оке-
анических хребтов и оке-
анических плит; 11 —
плиты (ложе) глубоких
котловин, подстилаемые
коровой океанического ти-
па; 12 — неовулканиче-
ская (рифтовая) зона Ис-
ландии



общего с морфоструктурой срединно-океанических хребтов. С обоими порогами не связаны зоны разломов, которые можно было бы интерпретировать как зоны трансформных разломов.

Бурение скважин 336 и 352 на северном и южном склонах Фарерско-Исландского порога показало, что акустический фундамент здесь представлен низкощелочными базальтами верхнеэоценового-среднеэоценового возраста (40–43 млн. лет) с вкраплениями самородной меди. Такие базальты совершенно не характерны для срединно-океанических хребтов, но отвечают представлениям о базальтах, выплавленных на глубинах основания коры континентального типа. По своему возрасту они близки к базальтам Фарерских островов — 56 млн. лет в нижних горизонтах и 49–53 млн. лет — в верхних (Tarling, Gale, 1968). Судя по данным бурения, Фарерско-Исландский порог в среднем эоцене поднимался своими вершинами по крайней мере на 900 м над уровнем океана и затем в течение 30 млн. лет испытывал погружение, исчезнув под водой лишь 15 млн. лет назад. Только с этого времени исчезает сухопутный континентальный мост между Евразией и Гренландией и появляется возможность для обмена вод между Атлантическим океаном и Норвежско-Гренландским бассейном. Вероятнее всего, Фарерско-Исландский порог представляет собой фрагмент континентального массива, подобного плато Фарерских островов, но погружившегося под уровень океана.

Не менее очевидной кажется нам континентальная природа второго порога, связывающего Исландию с континентом — Гренландско-Исландского. По существу, этот порог представляет собой выступ континентального склона Гренландии, тесно сомкнутый с цоколем Исландии. В морфоструктуре порога также нет никаких признаков его рифтового происхождения. Желоб Датского пролива соответствует, по-видимому, грабену, пересекающему порог.

Юго-восточная окраина Гренландии представляет собой край Канадского щита, перекрытого в районе Датского пролива мезозойским платформенным чехлом и третичными плато-базальтами. Северо-восточная окраина Гренландии представлена каледонскими складчатыми структурами, частично перекрытыми последовонским платформенным чехлом, на котором развиты платобазальты трапповой формации конца мела и палеогена (54–64 млн. лет). Излияния базальтов имеют в основном трещинный характер. Морфология континентального склона Гренландии (зоны перехода от коры континентального типа к океанической коре Ирмингеровой и Гренландской котловин) сравнительно проста. В структуре осадочного чехла шельфа развиты проградирующие толщи третичных осадков. К северу от Датского пролива они перекрывают мезозойский грабен фундамента, параллельный побережью северо-восточной части Гренландии и подобный грабенам Фарерско-Шетландского желоба и желоба Датского пролива. Примечательны рассекающие склон тектонические трещины, к которым приурочены фьорды побережья и подводные каньоны континентального склона.

Строение континентальной окраины Евразии значительно сложнее. Западный выступ герцинского Армориканского массива образует подводную окраину континента к северу от Бискайского залива и к востоку от Ирландского желоба. Выступы северного крыла этого массива образуют п-ов Котантен, острова Джерси и Гернси, п-ов Корнуэлл и юго-западную оконечность Ирландии, а выравненная образией часть образует равнины шельфа к западу от Британии и Ирландии.

Большая часть островов Британии и Ирландии сложена позднекаледонскими складчатыми структурами, которые протягиваются на северо-восток и слагают также Шетландские, Оркнейские и Гебридские острова.

Каледониды продолжаются на юго-востоке в пределах части шельфа Северного моря и в Брабантском массиве Бельгии. Структурный план каледонид Британии и Ирландии характеризуется глыбовым строением.

К северо-западу от массива каледонид Британии и Ирландии и его подводного продолжения лежит крупный платформенный блок, представляющий, по-видимому, остатки древней эпипротерозойской платформы Эриа. Выходы пород фундамента этой платформы известны в Шотландии и на Гебридских островах, а также они вскрыты бурением на банке Рокколл (Roberts, 1974; Vann, 1974). Продолжение

массива Эриа к северо-востоку не ясно. Большая часть шельфа Северного моря представляет собой мозаику блоков каледонид, разделенных мезозойскими грабенами, крупнейший из которых — грабен Викинг.

Далее к северо-востоку подводная окраина Скандинавского полуострова образована северо-западным крылом норвежских каледонид, сильно раздробленным разломами. В пределах континентального склона лежит мезозойский грабен внутренней части плато Воринг, подобный грабену Викинг. Фьорды побережья Норвегии связаны с системой разломов. Продольные отражают черты структуры каледонид, а поперечные — третичные трещины края континента.

Далее к северу пояс каледонид протягивается вдоль западной окраины Баренцево-морского шельфа и составляет острова Медвежий и Надежды, а также западную часть Шпицбергена. К востоку от этого пояса шельф Баренцева моря подстилается Баренцево-морской эпипротерозойской платформой. Фундамент ее выступает на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и на о-ве Белом. Мезозойские грабены разделяют платформу Баренцево-морского шельфа на ряд блоков.

Континентальный склон Северо-Западной Евразии имеет сложное строение в силу раздробления его на ряд блоков, разделяемых желобами-грабенами. Блоки эти обладают большими размерами, погружены на значительные глубины, а грабены между ними и основным континентальным массивом местами очень широки и глубоки. В этих грабенах происходит утоньшение коры континентального типа и замещение ее корой океанического типа. В зависимости от положения грабенов по отношению к питающим областям континента они оказываются в большей или меньшей степени заполненными осадками. Утоньшение коры отмечается и в опущенных блоках, большей частью сохраняющих все же континентальный тип земной коры.

Опущенными континентальными блоками являются плато Поркьюпайн и Хаттон-Рокколл. Их фундамент представлен отчасти породами древней платформы Эриа (грениллий, 989 млн. лет и лаксфордий, 1600 млн. лет) (Roberts, 1974; Vapp, 1974) и отчасти каледонидами, пронизанными более молодыми гранитными интрузиями (нижний палеоцен, 60 млн. лет) и перекрыт местами лавовыми базальтовыми потоками верхнего палеоцена — нижнего эоцена. Мощность коры плато Хаттон-Рокколл — 22–30 км, а плато Поркьюпайн — 29 км. Постепенное погружение блока плато Хаттон-Рокколл в течение кайнозоя на глубину около 1300 м отразилось в смене характера осадков от терригенных шельфовых до пелагических (скважины 116 и 117; Laughton, Berggren, 1972). Дно желоба Поркьюпайн подстилается корой континентального типа, но в Ирландском желобе тип коры уже океанический и мощность ее порядка 13–14 км. Северное продолжение плато Хаттон-Рокколл смыкается с континентальным блоком Фарерских островов (Bott, 1974; Зверев и др., 1975), перекрытым мощным трехкилометровым покровом платобазальтов, возраст которых от 60 до 50 млн. лет (верхний палеоцен — нижний эоцен) (Tarling, Gale, 1968). На северном продолжении Ирландского желоба, за узкой перемычкой порога Томсона, лежит Фарерско-Шетландский желоб-грабен (Корсаков, 1974), в котором мощность коры порядка 16–20 км, что больше, чем в Ирландском желобе, но меньше мощности континентальной коры блока Фарерских островов (35–40 км) (Зверев и др., 1975). Утоньшение коры отмечается между блоком Фарерских островов и блоком средней части Фарерско-Исландского порога.

К северо-востоку от Фарерских островов грабен Фарерско-Шетландского желоба отделяет от континентального склона глубоко опущенный блок, не получивший до сих пор собственного названия. Лишь крутой сбросовый уступ его, обращенный к континенту, был назван М. Талвани и О. Элдхолмом Фарерско-Шетландским. (Talwani, Eldholm, 1972). Эти исследователи предполагают рифтовое океаническое происхождение блока. Нам представляется, что этот блок — назовем его Северо-Шетландским — является глубоко погруженным континентальным фрагментом, подобным блокам плато Поркьюпайн, Хаттон-Рокколл и Фарерских островов.

Одной из замечательных структур континентальной окраины Норвегии является плато Воринг. Блок фундамента внешней части плато отделен от основного континентального массива глубоким мезозойским грабеном внутренней части плато,

заполненным мощной осадочной толщей. Сопоставление разрезов ГСЗ внутренней части плато с разрезами континентального шельфа Норвегии и Северного моря позволяет предполагать, что в грабене этом залегают дотретичные осадки. Граница между слоями со скоростями сейсмических волн 2,5 км/с и 3,5 км/с, вероятно, отмечает подошву третичной толщи осадков, а слой со скоростями 4,4 км/с, по-видимому, сложен уже мезозойскими или даже палеозойскими осадочными породами. Мощность третичной осадочной толщи достигает 4–5 км. Сравнение данных бурения скважин 339, 340 и 341 с данными ГСЗ (Talwani, Eldholm, 1972; Hinz, 1970) подтверждает существование здесь мощной толщи осадков, хотя отложения дотретичного возраста и не были здесь достигнуты скважинами (Talwani, Udintsev, 1976). Активное развитие диапировых структур, выявленных сейсмическим профилированием, подтверждено здесь находками в осадках эоценовой и миоценовой фауны на необычно малой глубине (скважины 339 и 340). Переотложенная фауна миоцена и олигоцена в разрезе плейстоценовых осадков в скв. 341 позволяет предполагать, что эти более древние осадки были снесены с диапировых куполов в результате эрозии и оползания. В миоценовых осадках внутренней части плато в скв. 341 обнаружено высокое содержание метана, этана и нефти.

Акустический фундамент внешней части плато Воринг перекрыт лишь сравнительно тонким чехлом осадков (437 м в скв. 338 и 170 м в скв. 342). Фундамент характеризуется скоростями сейсмических волн порядка 5,2 км/с и сложен щелочными базальтами с вкраплениями самородной меди. Такой тип базальтов, скорее всего, соответствует условиям выплавки их в подошве коры континентального типа. Возраст базальтов в скв. 342 — 44 млн. лет, в скв. 338 — 46 млн. лет. Возраст осадков, покрывающих эти базальты, — нижнеэоценовый (49–53 млн. лет) в скв. 338 и нижнемиоценовый в скв. 342. Поверхность базальтов выравнена абразией, в низах осадочной толщи лежат грубообломочный материал, галька, песок и песчанистые алевролиты. В этих осадках содержится много кварцевых зерен и слюды. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о близости берега в эоцене—олигоцене.

Акустический фундамент — эоценовые базальты — внешней части плато Воринг прослеживается сейсмическим профилированием вниз по склону, к ложу Норвежской котловины, где он перекрывается более молодыми базальтами, возможно, слитами, скрытыми в скв. 343 с возрастом 28–30 млн. лет (олигоцен). Они перекрыты в свою очередь осадками нижнего эоцена (49–53 млн. лет). В недрах внешней части плато Воринг, по данным сейсмического профилирования с применением многоканальных систем, выявлены залегающие под базальтами эоценового возраста сложно деформированные слои осадков (Hinz et al., 1975; Hinz, Weber, 1976). Эти данные позволяют предполагать континентальную природу фундамента внешней части плато Воринг и мезозойский возраст перекрытой эоценовым базальтовым покровом осадочной толщи. Подобное предположение было уже сделано ранее, по данным сейсмического зондирования О. Корсаковым (1976) и К. Хинцем (Hinz, 1972).

М. Тальвани и О. Элдхолм (Talwani, Eldholm, 1972) рассматривают внешнюю часть плато Воринг в качестве блока океанической коры рифтового происхождения и придают крутому сбросовому уступу по восточному краю этого блока значение тектонической границы между областями коры океанического и континентального типов. Основанием для этого им служит наличие здесь линейных аномалий магнитного поля — 23-й и 24-й, продолжающихся к северо-востоку на дне Лофотенской котловины. Поскольку этими учеными принят постулат о рифтовом происхождении линейных аномалий магнитного поля, такой вывод для них логичен. Кроме того, он необходим им при использовании модели развития Норвежско-Гренландского бассейна, основанной на концепции тектоники жестких литосферных плит, чтобы сохранить параллелизм очертаний краев плит. Возраст базальтов в скважинах 338 и 342 не соответствует принятому возрасту 24-й аномалии (60 млн. лет), и это заставляет предположить ошибку в палеомагнитной хронологической шкале, чтобы считать возраст базальтов соответствующим возрасту магнитной аномалии (Talwani, Eldholm, 1974). В отличие от взглядов М. Тальвани и О. Элдхолма, мы представляем внешнюю часть плато Воринг как фрагмент конти-

ментального массива, подобный блокам Фарерских островов, плато Хаттон-Роколл и Поркьюпайн.

Данные по литологии осадков позволяют предполагать последовательное погружение плато Воринг с момента формирования на нем эоценового лавового покрова. Весьма вероятно, что в то время часть плато находилась выше уровня моря. Эрозией близлежащих надводных поднятий континентального фундамента следует объяснять высокое содержание в эоценовых осадках кварцевых песчаных зерен и слюды. После нижнего эоцена происходит сокращение терригенной компоненты, что позволяет предполагать погружение надводной части плато под уровень океана. Данные спорово-пыльцевого анализа говорят о чрезвычайной близости берега в это время.

Мы уже говорили о тенденции интерпретировать внешнюю часть плато Воринг в качестве блока коры океанического типа, имеющего рифтовое происхождение. Подобным образом некоторые авторы интерпретируют строение плато Фарерских островов и Фарерско-Исландского порога (Talwani, Eldholm, 1972; Vogt, 1972). Главная причина такой тенденции заключается в том, что эти структуры нарушают параллелизм очертаний континентальных плит по обеим сторонам океана. Обоснование же этой тенденции ищут обычно в наличии линейных аномалий магнитного поля, в существовании базальтовых покровов, в примерном соответствии возраста этих базальтов предполагаемому возрасту магнитных аномалий, в сейсмическом разрезе земной коры переходного типа. Если же отказаться от стремления вписать структуры дна океана, наблюдаемые в области Исландии, в рамки модели, построенной по канонам концепции тектоники литосферных плит, то необходимость рассматривать перечисленные выше плато и пороги в качестве блоков рифтового происхождения не будет. Не нужно будет и входить в противоречие с наблюдаемыми данными, свидетельствующими достаточно убедительно о континентальном строении этих плато, несколько измененном в силу образования лавовых покровов и раздробления их системой грабенов.

В строении континентального склона Баренцевоморского шельфа мы вновь встречаем раздробление континентального массива грабенами Нордкапского желоба и зоны разлома Сения. Нам кажется, что грабеном такого же типа является желоб, протягивающийся вдоль восточного склона хребта Книшовича.

Для всей подводной окраины Северо-Западной Евразии, как видно, характерно раздробление на систему блоков, разделяемых более или менее глубокими грабенами. Возрастание ширины грабенов ведет к более заметному отчленению таких континентальных блоков от основного массива континента, к большему утоньшению коры в самих грабенах. Однако континентальный характер коры в отчлененных и погруженных блоках сохраняется, хотя и маскируется во многих случаях базальтовыми покровами палеоцена—эоцена.

Тектоника дна глубоких котловин в области Исландии во многом еще не ясна. Имеющихся геолого-геофизических данных недостаточно, чтобы однозначно решать вопрос о происхождении этих котловин. По данным ГСЗ, дно Ирмингеровой, Исландской, Норвежской и Лофотенской котловин подстилается корой океанического типа. В них существует система линейных аномалий магнитного поля, связываемая, согласно гипотезе Дж. Вайна и Д. Мэттьюза, с рифтовым образованием коры океанического типа в процессе расширения дна океана. Однако объяснение происхождения этих котловин в ходе рифтового процесса сталкивается с определенными трудностями, которые не следует просто отбрасывать.

Морфология фундамента в котловинах либо почти неизвестна, либо не обладает сходством с морфологией срединно-океанических хребтов. Существование осевого желоба и симметрии морфоструктур фундамента в Норвежской котловине отнюдь не обеспечивает такого сходства в достаточной степени. Очертания Норвежской и Гренландской котловин не симметричны, и параллелизм контуров континентальных окраин недостаточен для их совпадения, требуемого моделью раздвижения жестких литосферных плит. В Ирмингеровой котловине выявлены диапировые структуры, позволяющие предполагать, что юго-западная часть ее ложа

подстилается континентальным блоком, опущенным на океанические глубины и приобретшим свойства океанической коры (Johnson *et al.*, 1975). В Лофотенской котловине на значительных глубинах и удалении от берега (глубина 2700 м, 250 км от берега) в отложениях нижнего эоцена обнаружен комплекс пылицы и спор, характеризующий эти осадки как прибрежные шельфовые (Коренева, 1976). Это дает возможность предполагать, что формирование по крайней мере краевой части котловины произошло в результате погружений континентальной окраины.

Интригующей является находка палеоценовой фауны фораминифер в осадках центральной части Норвежской котловины (глубина 3017 м). Если выводы исследователей, описавших эту находку (Saito *et al.*, 1967), о возрасте осадков и батиметрических условиях их накопления верны, то история образования Норвежской котловины иная, чем предполагают сторонники представлений о происхождении ее за счет раздвижения плит в эоцене.

Как известно, в Норвежской котловине возможна идентификация линейных магнитных аномалий только от 24-й до 20-й (т.е. от 60 до 49 млн. лет), тогда как аномалии от 20-й до 7-й (от 49 до 27 млн. лет) и более молодые там не идентифицируются. Предполагается, что аномалии от 6-й до 5-й находятся в западной части Исландского плато, а аномалии от 5-й до современной установлены для хребта Кольбейнсей. Однако бурение в осевой части Норвежской котловины (скв. 337) показало, что возраст толентовых базальтов, слагающих в точке бурения акустический фундамент, равен 18 млн. лет и возраст осадков базального слоя, по палеонтологическим определениям, — 27–32 млн. лет. Это заставляет думать, что если рифтовый процесс и расширение дна океана в Норвежской котловине и происходили ранее, то затухли еще 27–32 млн. лет назад. Образование базальтовых силлов в осевой части котловины в среднем миоцене (18 млн. лет назад) уже не имело к ним отношения. Впрочем, нам кажется, что существенного расширения дна не происходило и ранее. Всеобщее расположение линейных аномалий в Норвежской котловине не согласуется с предположением о раздвижении жестких литосферных плит, приведшем к формированию хребтов Рейкьянес и Мона и сопряженных с ними котловин: условие параллелизма краев плит и линейных аномалий оказывается несоблюденным. Интенсивность аномалий в Норвежской котловине противоположна ожидаемой: наиболее древние аномалии обладают наибольшей интенсивностью, тогда как наиболее молодые — наименьшей. Наиболее древние аномалии хорошо коррелируются с разломами в структуре акустического фундамента, а с разломами этими в свою очередь связаны базальтовые силлы. Бурение скв. 343 в Лофотенской котловине показало, что возраст базальтов в основании скважины, равный 28,5 млн. лет (верхний олигоцен), моложе возраста осадков базального слоя, определенного как нижний эоцен (49–53 млн. лет). Судя по этому, базальты здесь представлены силлами, образованными вдоль разломов у основания континентального склона. С ними, очевидно, и связаны интенсивные "древние" аномалии, в действительности сравнительно молодые. Можно предполагать, что и в осевой части Норвежской котловины базальты, достигнутые скв. 337, отвечают силлам или дайкам, образовавшимся в среднем миоцене по трещинам, но не в рифтовой зоне раздвижения плит. В свете этих данных не столь удивительно, что 24-я аномалия продолжается с ложа Лофотенской котловины на склоне плато Воринг — краевые разломы и связанные с ними дайки и силлы могут занимать такое положение.

Сходная картина наблюдается на другом краю Лофотенской котловины, ближе к хребту Мона. В скв. 345 возраст базальтов акустического фундамента — 27 млн. лет, а возраст базальных осадков, имеющих характер прибрежных отложений, определен как нижнеолигоценый—верхнеэоценовый (34–43 млн. лет). По-видимому, и здесь мы имеем дело с интрузиями базальтов по разломам в краевых частях котловины. Очевидно, подобные разломы с дайками и силлами развивались в обеих котловинах и могли обусловить наблюдаемую там картину линейных магнитных аномалий.

Все сказанное заставляет нас сомневаться в правильности объяснения происхождения котловин океана в области Исландии только за счет раздвижения континентальных плит, края которых надстраивались корой океанического типа, создава-

емой в рифтовых зонах. Более вероятным кажется, что котловины Ирмингера, Исландская, Гренландская и Лофотенская образовались отчасти за счет процесса расширения и погружения дна океана в рифтовых зонах, а отчасти за счет обрушения континентальных окраин. Эти обрушения следует рассматривать не как оползни в узкой полосе склона, а как погружения обширных блоков, захватывающие достаточно значительные пространства.

Еще более сомнительна роль расширения дна океана в образовании Норвежской котловины. Рифтовый процесс там не получил, по-видимому, сколько-нибудь существенного развития, и преобладающую роль играло погружение древнего континентального массива платформы Эриа и пояса каледонид.

В рассматриваемой нами области океана отсутствует ряд тех особенностей строения дна, которые необходимы для модели развития, построенной по канонам тектоники литосферных плит. Отсутствует параллелизм в конфигурации окраин и линейных аномалий магнитного поля; топография фундамента не отвечает представлениям о закономерностях вертикальных движений в ходе охлаждения новообразованной в рифтовых зонах коры океанического типа; отсутствуют трансформные разломы, компенсирующие пространственные неравномерности положения рифтовых зон и областей, сформированных за счет предполагаемого расширения дна океана; отсутствует значительная часть хронологической системы линейных аномалий магнитного поля.

Вместе с тем под базальтами акустического фундамента плато Воринг и, по-видимому, ложа Норвежской котловины присутствуют древние осадочные толщи; в Ирмингеровой и Лофотенской котловинах есть признаки погружений континентальных окраин, охвативших значительные пространства и обусловивших положение поверхности континентальных блоков на уровне ложа котловин. Кроме того, геохимия базальтов Фарерско-Исландского порога и плато Воринг свидетельствует о происхождении их в условиях континентальной коры.

Сторонники объяснения развития этой области океана только за счет раздвижения литосферных плит прибегают к очень сложным формальным манипуляциям — многократным перемещениям полюсов вращения плит, дроблению рифтовых зон и плит на самостоятельные участки, к миграциям рифтовых зон во времени и пространстве. Хотя эти манипуляции и помогают втиснуть наблюдаемые явления или часть их в соответствующую желательную схему развития, но приводят к тому, что она становится столь сложной и столь трудно объяснимой механизмом глубинных процессов, что уже теряет свою привлекательность теми простотой и изяществом, которые обеспечили популярность концепции тектоники литосферных плит. По нашему мнению, модель развития, основанная на этой концепции, мало или совсем не применима к области Исландии.

Гораздо правильнее кажется нам объяснить тектоническое развитие этой области океана в кайнозойе результатом двух основных процессов: умеренного расширения литосферы в осевых частях рифтовых срединно-океанических хребтов (в пределах, ограничиваемых 5-й аномалией) и погружения континентальных блоков, подвергающихся в той или иной степени преобразованиям. Причиной того и другого явления служит, по-видимому, глубинный процесс развития мантийных диапиров, вызывающий раздробление континентальных массивов грабенами (Дмитриев и др., 1972), местами развивающимися до рифтов и далее уже в качестве рифтов с заметным расширением в них и обусловливаемым этим раздвижением окружающих блоков литосферы, местами же сохраняющих режим обрушений и разделяющих фрагменты континентальных массивов. Часть этих массивов под влиянием процесса, иногда условно называемого "мантийной эрозией", утоньшается и погружается с преобразованием коры от континентального к океаническому типу. Можно называть этот процесс океанизацией или деструкцией континентальной коры. Механизм процесса, к сожалению, пока еще нам непонятен, но отрицать реальность его нельзя. Существование погруженных и преобразованных блоков коры континентального типа как в области Исландии, так и в других областях Мирового океана доказано.

Новые данные о развитии океана в области Исландии заставляют нас ставить под сомнение справедливость применения гипотезы Вайна и Мэттьюза к той части

системы линейных аномалий, которые следует связывать с разломами, а не с рифтами. Используя гипотезу Вайна–Мэттьюза, следует принимать во внимание генетическую неоднородность линейных аномалий (Шейнманн, 1973, 1974) и стремиться к установлению их происхождения. Мы вынуждены ставить под сомнение справедливость канонов концепции тектоники литосферных плит о равномерности расширения в рифтовых зонах и жесткости литосферных плит. Процесс расширения в рифтовых зонах, по-видимому, может быть чрезвычайно неравномерным в пространстве и времени, а литосферные плиты — или во всяком случае края их — могут интенсивно деформироваться. Процесс развития рифтов в определенных геологических ситуациях, подобных существующей в области Исландии, является наложенным по отношению к континентальным массивам и ведет к существенному их преобразованию и разрушению. Структуры и пространственный план самих рифтовых зон в этих случаях могут быть существенно различны и отражать "устойчивость" континентальных массивов.

Естественно, может возникнуть вопрос, почему сторонники приложения к области Исландии концепции тектоники литосферных плит не придают серьезного значения указанным нами противоречиям между созданной ими моделью и наблюдаемыми особенностями геологического строения этой области. Ответ заключается, как нам кажется, в том, что признание упомянутых противоречий ведет одновременно и к признанию того, что литосферные плиты в этой области в действительности не обладают жесткостью, а расширение в рифтовых зонах — равномерностью, требуемыми по модели тектоники литосферных плит. Это привело бы к разрушению самой основы канонической формы концепции тектоники литосферных плит и потребовало бы поиска новых форм или даже новой концепции в целом.

События кайнозойской истории тектонического развития океана в области Исландии рисуются нам так. В дотретичное время пространство между Гренландией и Евразией представляло собой обширное шельфовое море с островами и сухопутным перешейком в районе Фарерско-Исландского порога, Исландии и Гренландско-Исландского порога, а также, возможно, в районе Шпицбергена и Северной Гренландии. Морские связи существовали между шельфовым морем, лежащим к северу от Фарерско-Исландского порога, и шельфовыми морями Северной Европы. К югу от этого порога можно предполагать существование глубокого океана, но вероятнее, что глубокий океан начинался лишь к югу от зоны разлома Гиббса, а пространство между зоной этого разлома и Фарерско-Исландским порогом было также занято шельфовым морем. Современные края континентов не смыкались, но отстояли друг от друга примерно на таком же расстоянии, как сейчас, или ближе друг к другу на 200–400 км и соединялись пространствами шельфа, в фундаменте которого были развиты структуры древней эпипротерозойской платформы Эриа и пояс каледонид. Это шельфовое море должно было быть весьма похожим на современные Баренцево и Северное моря, с которыми оно было связано воедино.

Еще в мезозое на фундаменте шельфа закладываются прогибы и грабены, заполняющиеся осадками, в которых создаются условия для нефте-газообразования. Таковы, например, грабен Викинг, грабен плато Воринг, грабен подводной окраины Восточной Гренландии, бассейн осадконакопления Исландского плато.

В конце палеоцена — начале эоцена (50–60 млн. лет назад) начинается существенное тектоническое преобразование области. Причиной этого, наверное, служит поднятие мантийного диапира или серии диапиров в осевой части ее. Возможно, что это поднятие произошло даже раньше и обусловило заложение мезозойских грабенов. Однако лишь в конце палеоцена — начале эоцена начинается проявление результатов разогрева подошвы коры и выплавления базальтовых магм: трещинные излияния базальтовых лав, образующих обширные покровы, наблюдаемые ныне в Гренландии, Южной Норвегии, Шотландии, Исландии и Фарерских островах. Очевидно, всему этому сопутствует заложение рифтовых систем современных хребтов Рейкьянес и Мона, а возможно, — рифта в осевой части Норвежской котловины. В нижнем эоцене — среднем олигоцене (29–43 млн. лет назад) этот рифт отмер, не повлияв на развитие котловины. В ее образовании раздвижение плит не сыграло решающей роли, поскольку магнитные аномалии здесь следуют, вероятнее всего,

контурам начавшегося прогибания и разломов, а не раздвижения. Раздвижение в рифтовых зонах наиболее реально оценивается, с нашей точки зрения, объемом даек и соответственно должно было не превосходить 200–400 км за весь период эоцена (60 млн. лет). Палео-Исландское плато в этот период еще было связано с Гренландией. В этот же период начинается погружение в области Лофотенской и Гренландской котловин. Какой из двух процессов – раздвижение или погружение – играл преобладающую роль в котловинах Ирмингера и Исландской, Мона и Гренландской, при современном состоянии изученности их сказать трудно.

В конце эоцена – начале олигоцена (44–37 млн. лет назад) отмечается следующий этап магматической активности. Образуются базальтовые покровы внешней части плато Воринг, плато Хаттон-Роколл, Фарерско-Исландского порога, восточной части Исландского плато, внешних частей хребтов Рейкьянес и Мона и на дне Норвежской котловины. Фарерско-Исландский порог в это время поднят над уровнем океана в виде хребта высотой не менее 900 м и служит мостом для миграции животных между Евразией и Гренландией и Северной Америкой. Вскоре, однако, начинается погружение палео-Исландского плато и Фарерско-Исландского порога. Погружения в Норвежской котловине сопровождаются образованием взбросовых нарушений по восточному краю Исландского плато. В среднем олигоцене поднимается до уровня и частично выше уровня океана гребень Ян-Майенского хребта, срезаемый затем абразией до образования плоской вершинной поверхности. Вскоре после этого он вновь погружается под уровень океана.

В среднем миоцене (19–16 млн. лет назад) начинается последний этап магматической активности. Излияния базальтовых покровов в Исландии формируют толщи платобазальтов и "древних серых базальтов". В этот период начинается формирование рифтового хребта Кольбейнсей, который отделяет современное Исландское плато от питающей его терригенным материалом Восточной Гренландии. Развитие мантийного диапира под хребтом Кольбейнсей вызывает образование трещин, заполняемых дайками, обуславливающими линейные магнитные аномалии в западной части Исландского плато. Формируется осевая лавово-горстовая структура хребта Рейкьянес. В Норвежской и Лофотенской котловинах продолжается прогибание, сопровождающееся интрузиями и трещинными излияниями базальтов. Завершается погружение до современных глубин Фарерско-Исландского порога, вершинная поверхность которого также оказывается к этому времени выравненной абразией. Прекращает свое существование сухопутный мост между Северной Америкой и Евразией. Воды Атлантики проникают в Норвежскую котловину и начинается обмен морской фауной. Становится возможным проникновение в Северный Ледовитый океан теплое течение Гольфстрима. Продолжающиеся движения в Норвежской котловине приводят к образованию базальтовых силлов в осевой части котловины. Одновременно происходит деформация фундамента и осадочного чехла на дне котловины и на Исландском плато. По-видимому, в этот период формируются диапировые структуры в осадочных толщах юго-восточной части Исландского плато и во внутренней части плато Воринг.

Заключительная фаза магматической активности протекает в плиоцене и плейстоцене и продолжается до наших дней в современных рифтовых зонах хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, а также в неовулканической зоне Исландии.

Оледенение в океане в области Исландии отразилось в марино-гляциальных отложениях, накапливающихся в северной части Норвежско-Гренландского бассейна, начиная с 15 млн. лет и в южной части – начиная с 5 млн. лет назад.

В предлагаемой нами схеме истории развития океана в области Исландии этот остров занимает место одного из "последних бастионов" древнего континентального массива, соединявшего в дотретичное время Северную Америку и Евразию. Развитие мантийного диапиризма и вызванных им грабенообразования и рифтообразования привело к деструкции этого континентального массива и умеренному по амплитуде раздвиганию его фрагментов. Подстилавший Исландию блок оказался, по-видимому, наиболее устойчивым. Это определило минимальные масштабы раздвижения в области порогов, соединяющих Исландию с Гренландией и Европой, а вместе с тем обусловило интенсивное прогревание литосферы и особенно высокую

и продолжительную вулканическую активность. В результате под Исландией был образован промежуточный тип коры, в разрезе которой присутствуют очень сильно преобразованный континентальный блок и значительные по объему магматические компоненты, залегающие как выше него, так и под ним. Таким образом, Исландия, входя в Мировую систему рифтов, вряд ли может считаться представительной частью рифтовых срединно-океанических хребтов, а должна рассматриваться как образование, переходное между ними и континентальными рифтами.

Мы сознаем, что предлагаемая схема тектоники при современном состоянии знаний отнюдь не является единственно возможной. Она кажется нам наиболее вероятной в свете доступных данных. При этом мы не можем отрицать правомерности использования и других схем, в том числе и основанной на концепции тектоники литосферных плит. В последнем случае, однако, следует прибегать к весьма условным допущениям. Приходится также не придавать значения упоминавшимся выше противоречиям между моделью и наблюдаемыми фактами, что представляется нам неправильным.

Какая же форма тектонической концепции может быть положена в основу нашей схемы? Оспаривая применимость в области Исландии канонов концепции тектоники литосферных плит, мы должны объяснить ее. Наша схема построена на представлении об умеренном расширении литосферы в рифтовых зонах, о существенном влиянии типа литосферы на развитие наложенного рифтового процесса, о значительной роли и масштабах обрушения континентальных окраин в связи с рифтовым процессом в случае так называемых "пассивных окраин океана" и о развитии дифференцированных горизонтальных и вертикальных движений в зоне долгоживущих сколов в толще литосферы в случае "активных окраин океанов". Глубинным процессом, обуславливающим развитие литосферы по такой схеме, может быть либо умеренное расширение Земли, либо умеренное сокращение ее объема.

В заключение следует сказать, что проведенные в области Исландии в последние 15–20 лет геолого-геофизические исследования, в особенности глубоководное бурение, чрезвычайно продвинули вперед представления о геологическом строении и истории развития этой части Земли. Стали ясны основные черты структуры, история осадконакопления в кайнозое и важнейшие этапы магматизма. Намечается в общих чертах история тектонических движений, хотя все еще недостаточно ясно, преобладали ли при этом горизонтальные или вертикальные движения или же роль тех и других была сопоставима. Отсутствие в высоких широтах Земли зон, где можно было бы предполагать пододвигание или надвигание плит, заставляет думать, что раздвижение блоков в этом поясе Земли было либо очень ограниченным по масштабам, либо вызвано расширением Земли.

Многие вопросы геологии области Исландии продолжают оставаться открытыми и требуют продолжения и углубления исследований. Представляется необходимым продолжать глубоководное бурение на внешней части плато Воринг, на дне Норвежской котловины и на Исландском плато, чтобы решить вопрос о происхождении их глубинного фундамента, возможно, перекрытого более молодыми базальтами. Было бы весьма важно продолжить бурение в Исландской и Ирмингеровой котловинах, где фундамент за пределами хребта Рейкьянес до сих пор еще не достигнут. Чрезвычайный интерес представляет бурение в юго-восточной части Исландского плато, во внутренней части плато Воринг и на континентальных склонах Гренландии и Баренцевоморского шельфа ввиду их очевидной перспективности на нефть и газ. Поскольку промышленное бурение на нефть и газ уже перешагнуло барьер тысячечметровых глубин, бурение с этой целью на Исландском плато в ближайшем будущем становится реальным.

ABSTRACT

Geological structure of Iceland and the ocean floor around it is drawing recently a great attention of numerous researchers. A number of expeditions from the USA, England, FRG, Norway and France have carried out investigations in this field. In 1971 the works of Soviet complex geodynamic Icelandic expedition of the USSR Academy of Sciences have

started. An important part of studies performed by this expedition were marine geological-geophysical works which have comprised the marine part of the expedition. Studies were carried out by the scientific-research ships as follows: during the 10th cruise of "Akademik Kurchatov" in 1971, the 26th cruise of "Mikhail Lomonosov" in 1972, the 15th of "Akademik Kurchatov" in 1973. Quite favourable appeared to be the possibility to combine complex geological-geophysical studies during these cruises with works performed according to the USA Deep-Sea drilling project in which Soviet scientists have taken part. During the 15th cruise of "Academic Kurchatov" special detailed site-surveys were made of areas of future boreholes in the region north of Iceland. In 1974 deep-sea drilling was implemented here during the 38th cruise of the USA drilling vessel "Glomar Challenger". Combination of results obtained by the Soviet complex geological-geophysical studies at sea and those of drilling together with extensive results of studies of geophysical expeditions of other countries open now favourable prospects for understanding of geological structure and development of Iceland, northern part of the Mid Atlantic ridge, oceanic basins adjacent to them and continental massifs surrounding them.

As a result of summarization of the whole complex of data the following conclusions have been drawn.

The rift structure of the Kolbeinsey ridge sharply differs from structure of the Icelandic plateau as if cutting it through. Iceland seems to be closely connected by its socle with the crustal block of the Icelandic plateau. It is possible that Iceland is a volcanic shield on this plateau like the Faeroes islands which are a volcanic shield on the Faeroes-Icelandic plateau. If we assume that the Icelandic plateau is continental by nature we shall come to the conclusion on the continental nature of Iceland itself, formed as a result of intensive volcanic activity on the continental dasis dissected by a fracture of oceanic rift but so far preserving relatively high hypsometric position. However, there are indications that Iceland was subjected to recent submersions similar to Hutton-Rockall, Faroes-Iceland and Voring plateaus.

We can assume that development of rifting within the limits of Iceland area led to eruptions of plateau-basalts over spacious areas of this province in Eocene-Miocene and then caused essential differential vertical movements with simultaneous spreading of ocean floor in rift systems of the Reykjanes and Kolbeinsey ridges. The result of this is modern mosaic dislocation of continental blocks. Iceland corresponds to one of the most stable blocks which was subjected to submersion to the least degree.

The most difficult question in the tectonics of Iceland area remains the one on the origin of deep oceanic basins. Their bed-judging by not numerous results of deep seismic sounding — is underlied by the crust of oceanic type though not very typical for the composition of the ocean floor: thickness of sedimentary cover reaches 2000–2500 m and velocities in the rocks of the "third" layer are lower, than in the typical "oceanic" layer — they are on the order of 6.2 km/sec, and not 6.7 km/sec. An assumption was moved forward that the origin of these basins is connected with migrations of ancient rift zones at early stages of development which led to the formation of basins and rift mountain structures on their floor. Then rift zones migrated gradually or with leaps to its modern position in axial zones of the Reykjanes and Kolbeinsey ridges.

However we can assume another origin of basins of the described area, that is as a result of vertical movements, since the character of dislocations of their acoustic basement (for instance, in the Norway basin) is extremely similar to that of dislocations within the limits of Iceland plateau, while the surface of acoustic basement itself evidently continues to surfaces of basement of the Voring and Icelandic plateau.

Thus, as a result of the analysis of the whole amount of data we must restrict ourselves with the conclusion that the structure of the ocean floor in the Iceland area is formed evidently as a result of complicated combination of two leading tectonic processes: the process of rifting development of mid-oceanic ridges and the process of submersion of neighbouring blocks of continental crust, probably under the effect of the deep process causing rifting.

ЛИТЕРАТУРА

- Авиллов И.К. Рельеф и донные отложения шельфа и материкового склона Северо-Западной Атлантики. — Труды ВНИРО, 1965, 57.
- Архангельский А.Д. Основные черты тектоники северной части Атлантического океана и Арктики. — ДАН СССР, 1938, 19, № 8.
- Атлантический океан, карта м-ба 1:10 млн. — Изд-во ГУГК СССР, 1971.
- Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Кравцова Р.П. Некоторые геохимические особенности вулканических пород Исландии и Срединно-Атлантического подводного хребта. — "Геохимия", 1975, № 3.
- Баскина В.А. Магматизм Исландии. — "Сов. геол.", 1971, № 1.
- Баскина В.А. К тектонической позиции Исландии. — Геотектоника, 1972, № 2.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков в современных водоемах. — Труды ИОАН, 1960, 32.
- Белоусов В.В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., "Наука", 1968.
- Белоусов В.В., Милановский Е.Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3.
- Беляев А.В. Структура дна Исландского плато. — В кн.: Комплексные исследования в Мировом океане. — Труды ИОАН, 1975.
- Бобров Ю.В., Веселов К.Е., Гайнанов А.Г. и др. Автоматизированный набортный гравиметр. — Прикладная геофиз., 1967, вып. 50.
- Бобров Ю.В., Гайнанов А.Г., Гладун В.А. и др. Некоторые результаты лабораторных и морских испытаний автоматизированного набортного гравиметра АНГ. — Прикладная геофиз., 1968, вып. 52.
- Булашевич Ю.П., Любимова Е.А., Карташов Н.П. и др. Распределение гелия и тепловых потоков у дна озера Иссык-Куль. — ДАН СССР, 1973, 212, № 3.
- Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. М., 1923.
- Виноградова П.С., Кисляков А.Г., Литвин В.М., Пономаренко Л.С. Результаты океанографических исследований в районе Фарерско-Исландского порога в 1955–56 гг. — Труды ПИНРО, 1959, вып. 11.
- Виноградова П.С., Литвин В.М., Рвачев В.Д. Некоторые результаты исследований ПИНРО в зоне материкового склона в 1963–65 гг. — В кн.: Материалы сессии Ученого совета ПИНРО. Вып. VIII. Мурманск, 1967.
- Гаврилов А.А. Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование. М., "Наука" 1968.
- Гайнанов А.Г. О плотности коренных пород рифтовых зон Атлантического и Индийского океанов. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 7. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морские гравиметрические работы в VI рейсе нис "Академик Курчатов". — В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1972.
- Геодакян А.А., Троцюк В.Я., Черткова Л.В. и др. Новые данные о составе газовой фазы современных отложений Каспийского моря. — Нефтегаз. геол. и геофиз., 1973, № 3.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И., Кригман Л.В., Несмеянова Л.И. О соотношении щелочей и кремнезема в породах Исландии. — Геохимия, 1974, № 7.
- Деменчик Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1975.
- Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б., Шарашкин А.Я., Сорохтин О.Г. К вопросу о природе основных слоев земной коры океанического типа. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. II. М., "Наука", 1972.
- Емельянов Е.М. Титан в осадках Атлантического океана. — Геохимия, 1974, № 4.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1975.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Лукошевич Л.С., Солдатов А.В. Изучение донных осадков Атлантического океана. — В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград, 1975.
- Емельянов Е.М., Харин Г.С. Минеральный и химический состав донных осадков Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблемам рифтовых зон Мирового океана. Т. III. М., "Наука", 1974.

- Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Зверев С.М., Косминская И.П., Красильщикова Г.А., Михота Т.Г.* Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам эксперимента НАСП (1972 г.) — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3.
- Зорькин Л.М., Багиров В.И.* Газообразные углеводороды в донных осадках Баренцева моря. — Изв. АН СССР, 1974, № 2.
- Иванов М.М.* О некоторых особенностях магнитного поля в восточной части Норвежского моря. — Океанология, 1967, 7, вып. 3.
- Ильин А.В.* О некоторых чертах геоморфологии Атлантического океана к северо-западу от Англии. — ДАН СССР, 1959, 127, № 4.
- Ильин А.В.* Геоморфологические исследования в Северной Атлантике на э/с "Михаил Ломоносов". — Труды МГИ АН СССР, 1960, № 19.
- Ильин А.В.* Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. — Океанолог. исслед., 1971, № 21.
- Ильин А.В.* Геоморфология дна Атлантического океана. "Наука", М., 1976.
- Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Л., Госгеолтехиздат. 1962.
- Кленова М.В.* Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Гидрохимическая зональность Исландии как отражение геологического строения. — ДАН СССР, 1974, 214, № 1.
- Коренева Е.В.* Раннеэоценовые палинокомплексы в осадках Лофотенской котловины. — В кн.: Палинология в СССР, М., "Наука", 1976.
- Корсаков О.Д.* О тектонике Фарерско-Исландского желоба. — ДАН СССР, 1974, 214, № 3.
- Корсаков О.Д.* Геологическое строение дна Норвежского моря по результатам геофизических исследований. — В кн.: Обзор морских геол.-геофиз. исслед. ВИЭМС, Мингео СССР, 1976.
- Котенев Б.Н., Матишов Г.Г.* Закономерности расчленения материкового склона и подножья Северного промышленного бассейна (Лабрадорское море, Норвежско-Гренландский бассейн). — Труды ПИНРО, 1972, вып. 28.
- Котенев Б.Н., Рвачев В.Д., Васильева Т.Е.* и др. Геоморфология Лабрадорского моря и Норвежско-Гренландского бассейна. — Труды ПИНРО, 1973, вып. 34.
- Лисицын А.П.* Скорости современного осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, 11, № 6.
- Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ильин А.В.* и др. Распределение осадков Атлантического океана. — В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград, 1975.
- Литвин В.М.* Рельеф дна Норвежского моря. — Труды ПИНРО, 1964, вып. 16.
- Литвин В.М.* О происхождении рельефа дна Норвежского моря. — "Океанология", 1965, 5, вып. 4.
- Литвин В.М.* Новые данные по строению шельфа и островного склона в районе Юго-Западной Исландии. — В кн.: Материалы сессии Ученого совета ПИНРО. Вып. 6. Мурманск, 1966.
- Литвин В.М.* Рельеф дна в районе Фарер-Шетландского канала. — В кн.: Материалы рыбохоз. исслед. Северного бассейна. вып. 10. Мурманск, 1967.
- Литвин В.М.* Геоморфология срединно-океанического хребта в Норвежском и Гренландском морях. — Океанология, 1968, 8, вып. 1.
- Литвин В.М.* Рельеф и донные отложения шельфа и материкового склона у западного побережья Норвегии. — Труды ПИНРО, 1970, вып. 27.
- Литвин В.М., Марова Н.А., Руденко М.В., Удинцев Г.Б.* Морфоструктура рифтовой зоны Атлантического океана в районах разломов "Курчатова" и "Атлантис". — Океанология, 1972, 12, вып. 4.
- Литвин В.М., Рвачев В.Л.* Исследования рельефа дна и грунтов промысловых районов Лабрадора и Ньюфаундленда. — В кн.: Советские рыбохозяйственные исследования в северо-западной части Атлантического океана. М., Рыбное хозяйство, 1962.
- Литвиненко О.К., Мелихов В.Р., Русьянов О.Г., Рукин И.Д.* Численные методы решения прямой задачи гравиразведки. — Экспресс-информация ОНТИ-ВИЭМС. Сер. региональная и разв. геофиз., 1969, № 29.
- Литвиненко О.К., Мелихов В.Р., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д.* Применение электронно-цифровых вычислительных машин в гравиразведке. — Экспресс-информация ОНТИ-ВИЭМС. Сер. региональная и разв. геофиз., 1970, № 46.
- Любимова Е.А., Александров А.Л., Дуяков А.Д.* Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М., "Наука", 1973.
- Матишов Г.Г.* Геоморфология подводной окраины Западной Гренландии. — Труды ПИНРО, 1972, вып. 28.
- Мелихов В.Р.* Использование рядов Фурье для трансформации потенциальных полей на ЭЦВМ. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 3.
- Мелихов В.Р., Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л.* О вычислении поправки за топографию дна океана при профилированных гравиметрических съемках. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 6. М., Изд-во МГУ, 1972.
- Мирлин Е.Г., Мелихов В.Р.* Новые данные о природе магнитных аномалий в северной части Атлантического океана. — "Океанология", 1976, 16, вып. 1.
- Мирлин Е.Г., Мелихов В.Р., Михайлов О.В., Непрочнов Ю.П.* О природе магнитных аномалий черноморской впадины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.

- Мирлин Е.Г., Назарова Е.А., Печерский Д.М. Связь намагнитченности базальтов с характеристиками магнитных аномалий северной части Атлантического океана. — Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1975, № 9.
- Молоденский С.М., Коган М.Г. Ошибки в морских гравиметрических измерениях из-за действия горизонтальных ускорений. — Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1974, № 8.
- Муратов М.В. О тектоническом строении и положении Исландии. — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1961, № 12.
- Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М., "Наука", 1967.
- Пушаровский Ю.М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9.
- Пушаровский Ю.М. Тектоническая карта Арктики. М-6 — 1:10 000 000. М., "Наука", 1963.
- Рвачев В.Д. Рельеф и донные отложения шельфа Юго-Западной Гренландии. — Океанология, 1963, 3, вып. 6.
- Рвачев В.Д. Геоморфология шельфа Северо-Западной Атлантики. — Труды ПИНРО. 1972, вып. 28.
- Силантьев С.А., Лавров В.М. Метаморфические породы восточного фланга хребта Рейкьянес. — ДАН СССР, 1976, 228, № 5.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Федынский В.В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти. — ДАН СССР, 1974, 214, № 6.
- Страхов В.Н., Лапина М.И., Мирлин Е.Г. О возможной природе магнитных аномалий рифтовой зоны Атлантического океана. — В кн.: Методика геофизических исследований. М., "Наука", 1974.
- Судьин А.В. Аргон и азот, растворенные в морской воде в районе Исландии. — Труды VI научн. конф. по химии моря. Тезисы докл., 1972.
- Тальвани М., Удинцев Г.Б. 38-й рейс бурового судна "Гломар Челленджер". — Океанология, 1975, вып. 6.
- Тектоника Евразии. М., "Наука", 1966.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических горных пород. М., ИЛ, 1961.
- Удинцев Г.Б. Исследование подводных структур в районе Исландии. — Вест. АН СССР, 1972, № 6.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.
- Четкова Л.В. Геохимические особенности газового фонда осадков. — Труды ВНИГНИ, 1975, вып. 169.
- Шатский Н.С. О тектонике Арктики. — В кн.: Геология и полезн. ископ. Севера СССР. М., Изд-во "Главсевморпути", 1935.
- Шейнманн Ю.М. Новая глобальная тектоника и действительность. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, № 5.
- Шейнманн Ю.М. Новая глобальная тектоника и действительность. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 1.
- Am K. Aeromagnetic investigations on the continental shelf of Norway, Stad-Lofoten (62–69°N). — Arbok. Norges geol. undersk., 1970, N 266.
- Aric K. Der Krüstenaufbau und die Tiefestruktur des Reykjanes-Rückens, südwestlich von Island, nach reflexionsseis — mischen Messungen. — Dtsch. hydrog. Z. Ergänzungsheft, Reihe A (8), 1972, N 11.
- Atwater T., Mudie I.O. A detailed marbottom geophysical study of the Gorda rise. — J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 35.
- Avery O.E., Burton G.D., Heirtzler J.D. An aeromagnetic survey of the Norwegian Sea. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
- Belousov V.V., Milanovsky Ye. Ye. On tectonics and tectonic position of Iceland. — In: Breinar V. Visindafelag Islandinga. Reykjavik, 1976.
- Bieri R.H., Koide M., Goldberg E. Geophysical implications of the excess helium found in Pacific waters. — J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 10.
- Bott M.H.P. Deep structure, evolution and origin of the Icelandic transverse ridge. — In: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. NATO Advanced Study Inst. Series. Ser. C, v. 11, 1974.
- Bott M.H.P., Browth C.W.A., Stacey A.P. The deep structure of the Iceland-Faeroe ridge. — Marine Geophys. Res., 1971, v. 1, N 3.
- Bott M.H.P., Sunderland J., Smith P.J. e.a. Evidence of continental crust beneath the Faeroe Islands. — Nature, 1974, v. 248, N 5445.
- Bott M.H.P., Watts A.B. Deep structure of the continental margin adjacent to the British Isles. — SCOR Sympos., Cambridge, 1970, Rept. 70/14, Inst. Geol. Sci., London, 1971.
- Brooks L.M.S., Sackett W.M. Sources, sinks and concentrations of light hydrocarbons in the Gulf of Mexico. — J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 24.
- Campsie G., Bailey J.C., Rasmussen M., Dittmer J. Chemistry of tholeiites from the Reykjanes Ridge and Charlie Gibbs fracture zone. — Nature Phys. Sci., 1973, v. 224.
- Cann J.R., Luendyk B. e.a. Summary of Deep Sea Drilling Project. Leg 49. — Geotimes, 1977, v. 22, N 2.
- Gartwright D., Sride A.H. Large sand waves near the edge of the Continental shelf. — Nature, 1958, v. 181, N 4601.
- Clarke R.H., Bailey R.J., Smith D.T. Seismic reflection profiles of the continental Margin West of Ireland. — The Geology of the East Atlantic Continental Margin 2. Europe. 1971, Rept N 70/14. Inst. Geol. Sci. London, 1971.
- Craig H., Weiss R. Argon concentrations in the ocean: a discussion. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, v. 5, N 3.
- Craig H., Weiss R. Dissolved gas saturation anomalies and excess helium in the ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 10.
- Davies T.A., Laughton A.S. Sedimentary processes in the North Atlantic. — Laughton A.S., Berggren W.A. e.a. Initial Reports of the

- Deep Sea Drilling Project, v. 12. Washington, 1972.
- Day A.A. The continental margin between Brittany and Ireland. – Deep-Sea Res., 1969, v. 5, N 4.
- Dietrich G. Zur Topographie und Morphologie des Meeresbodens im nördlichen Nord Atlantischen Ozean. – Dtsch. Hydrogr. Z. Ergänzungsheft. Reihe B, 1959, V.5.
- Dietrich G., Ulrich J. Zur Topographie der Anton Dorn-Kuppe. – Kieler Meeresforsch., 1961, v. 17, N 1.
- Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the ocean floor. – Nature, 1961, v. 190, N 4779.
- Drake C.L., Campbell N.J., Sander G., Nafe J.E. A Mid-Labrador Sea ridge. – Nature, 1963, v. 200, N 4911.
- Dymond Y., Hogan L. The effects of deep-sea volcanism on the noble gas concentration of ocean water. – J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 6.
- Eggwin J. Some results of the Norwegian Hydrographical investigations in the Norwegian Sea during the IGY. – Rapp. Proces-Verbaux, 1961, v. 149.
- Einarsson I.A. A survey of gravity in Iceland. – Soc. Sci. Islandica, 1954, v. 30, p. 22.
- Einarsson I.A. The Icelandic fracture system and the inferred causal stress field. – In: Iceland and mid-ocean ridge. Reykjavik, 1967.
- Elaholm O., Ewing J. Marine geophysical survey in the southwestern Barents Sea. – J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 17.
- Eldholm O., Talwani M. Structure and development of the Jan Mayen ridge. – EOS (Trans. A. Geophys. Union), 1973, v. 54.
- Eldholm O., Windisch C.C. The sediment distribution in the Norwegian-Greenland Sea. – Bull. Geol. Soc. America, 1974, 85.
- Emelyanov E.M., Litvin V.M., Levchenko N.A., Martynova G.P. The geology of the Barents Sea. – The geology of the East Atlantic Continental Margin. 2. Europe. 1971, Rept N 70/14, Inst. Geol. Sci. London, 1971.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Mafic and ultramafic rocks. – In: The Sea, v. 4, pt 1, N.Y., 1970.
- Ewing J., Dainty A.M., Blanchard J.E., Keen M.J. Seismic studies on the eastern seaboard of Canada. The Appalachian system. – Canad. J. Earth Sci., 1966, v. 3, N 1.
- Ewing J., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basin, in the Mediterranean sea, on the Mid-Atlantic ridge and in the Norwegian Sea. – Bull. Geol. Sci. America, 1959, v. 70, N 3.
- Ewing J., Ewing M. Sediment distribution on midocean ridges with respect to spreading of the sea floor. – Science, 1967, v. 156, N 3782.
- Fleischer U. Gravity surveys over the Reykjanes ridge and between Iceland and Faeroe islands. – Marine Geophys. Res., 1971, v. 1.
- Fleischer U. The Reykjanes ridge – a summary of geophysical data. – In: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. NATO Advanced Study Inst. Series. Ser. C, 1974, v. 11.
- Fleischer U., Holzkamm F., Vollbrecht K., Voppel D. Die Struktur des Island-Faerör-Rückens aus geophysikalischen Messungen. – Dtsch. hydrogr. Z., 1974, Bd 27, N 3.
- Fleming H.S., Cherkis N.Z., Heirtzler J.R. The Gibbs fracture zone: a double fracture zone at 52° 30' N in the Atlantic ocean. – Marine Geophys. Res., 1970, v. 1, N 1.
- Geodekyan A.A., Beresnev A.F., Budnikov N.P. e.a. Geological-geochemical evaluation of possible oil and gas contents of the Bering Sea, the Sea of Okhotsk and Japan, the North-Western Pacific and the Arctic ocean. – Proc. IX World Petrol. Congr. Japan, London, 1976.
- Gerard R., Langseth M.G., Ewing J., Ewing M. Thermal gradient measurements in the water and bottom sediments of the western Atlantic. – J. Geophys. Res., 1962, v. 67, p. 785.
- Gronlie G., Ramberg I.B. Gravity investigations of deep sedimentary basins below the Norwegian continental shelf and the Voring plateau. – Norsk. geol. tidsskr., 1970, v. 50, N 3.
- Gudmundsson G. Magnetic anomalies. Iceland and Mid-Ocean ridges. Reykjavik, 1967.
- Hadley M.L. The continental margins south-west of the English Channel. – Deep-Sea Res., 1964, v. 11, N 5.
- Hall D.H., Dagley P. Regional magnetic anomalies and analysis of the smoothed aeromagnetic map of Great Britain and Northern Ireland. – Inst. Geol. Sci. 1971. Rept N 70/14.
- Harvey J. The topography of the South-Western Faeroes Channel. – Deep-Sea Res., 1965, v. 12, N 2.
- Heezen B.C., Ewing M. The Mid-Oceanic Ridge. – In: The Sea, v. 3. M. Hill (Ed.). N.Y., 1963.
- Heezen B.C., Johnson G.L., Holister C.D. The northwest Atlantic mid-ocean canyon. – Canad. J. Earth Sci., 1969, v. 6.
- Heirtzler I.R., Dickson G.O., Herron E.M. e.a. Marine magnetic anomalies, geomagnetic fields reversals and motions of the ocean floor and continents. – J. Geophys. Res., 1968, v. 76, N 6.
- Heirtzler I.R., Le Pichon X. Crustal structure of the mid-ocean ridges, 3 Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic ridge. – J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 2.
- Heirtzler I.R., Le Pichon X., Bakon I.E. Magnetic anomalies over the Reykjanes ridges. – Deep-Sea Res., 1966, v. 13.
- Hekinian R., Aumento F. Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53° N in the Atlantic ocean. – Marine Geol., 1973, v. 14.
- Herron E., Talwani M. Magnetic anomalies on the Reykjanes ridge. – Nature, 1972, v. 238.
- Hess H. History of ocean basins. – In: Petrographic studies. Geol. Soc. America, 1962.
- Hinz K. The seismic crustal structure of the Norwegian continental margins in the Voring plateau, in the Norwegian Deep Sea, and on the Eastern Fland of the Jan Mayen ridge between 66° and 68° N. – 24th Intern. Geol. Congr. Sec. 8, Montreal, 1972.
- Hinz K., Amann K., Schendt G. Erdölexploration im tieferen Wasser. – Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrachemie vereinigt mit Brennstoff-Chemie, 1975, Bd 28, H. 4.

- Hinz K., Moe A. Crustal structure in the Norwegian sea. — *Nature. Phys. Sci.* 1971, v. 232, N 35.
- Hinz K., Weber J. Zum geologischen Aufbau des Norwegischen Kontinentalrandes und der Barents-See nach reflexionsseismischen Messungen. — DGMK Fachgruppentagung. 1975, vom 6. bis 8/10. Hannover, Gemeinschaft Verein Tiefbohrtechn. Hannover, 1976.
- Hodgson J.H., Bath M., Jensen H. e.a. Seismicity of the Arctic. — *Ann. Intern. Geophys. Year*, 1965, v. 30.
- Holteidahl H. On the Norwegian continental terrace. — *Arbok. Univ. Bergen.* 1955. Naturvit. rekke, 1956, N 14.
- Holteidahl H. Some remarks on geomorphology of continental shelves off Norway, Labrador and Southeast Alaska. — *J. Geol.*, 1958, v. 66, N 4.
- Holteidahl H., Sellevoll M.A. Geology of the continental margin of the Eastern Norwegian Sea and of the Skagerrak. — *The Geology of the East Atlantic Continental Margin. 2. Europe.* 1971, Rept N 70/14 Inst. Geol. Sci., London, 1971.
- Horai K., Chessman M., Simons G. Heat flow measurements on the Reykjanes ridges. *Nature*, 1970, v. 225.
- Husebye E.S., Gjøystdal H., Bungum H., Eldholm O. The seismicity of the Norwegian and Greenland seas and adjacent continental shelf areas. — *Tectonophysics*, 1975, v. 26.
- Isacks B., Oliver I., Sykes L. Seismicity and the new global tectonics. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73.
- Jaeger J.C. Conduction of heat in an infinite region bounded internally by circular cylinder of a perfect conductor. — *Austral. J. Phys.*, 1956, v. 9.
- Jakobsson S.P., Petersen A.K., Ronsbo J.G., Melchior L.L. Petrology of mugearite-hawaiite: early extrusives in the 1973 Heimaey eruption, Iceland. — *Lithos*, 1973, N 6.
- Jakobsson S.P., Petersen A.K., Ronsbo J.G., Melchior L.L. Petrology of mugearite-hawaiite: early extrusives in the 1973 Heimaey eruption, Iceland. — *"Lithos"*, 1973, N 6.
- Johnson G.L. The mid-oceanic ridge in the Greenland Sea. — *"Jökull"*, 1972, v. 22.
- Johnson G.L. Morphology of the mid-ocean ridges between Iceland and the Arctic. — In: *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area.* NATO Advanced Study Institutes Series. Ser. C, v. 11, 1974.
- Johnson G.L., Campsie J. Morphology and structure of the Western Jan Mayen fracture zone. — *Norsk polarinst. Arbok*, 1974, 1976.
- Johnson G.L., Eckhoff O.B. Bathymetry of the North Greenland sea. — *Deep-Sea Res.*, 1966, v. 13.
- Johnson G.L., Egloff J., Campsie J. e.a. Sediment distribution and crustal structure of the Southern Labrador Sea. — *Bull. Geol. Sci. Denmark*, 1973, v. 22, p. 7-24.
- Johnson G.L., Freitag J.S., Pew J.A. Structure of the Norwegian basine. — *Norsk polarinst. Arbok*, 1969, 1971.
- Johnson G.L., Heezen B.C. The morphology and evolution of the Norwegian-Greenland Sea. — *Deep-Sea Res.*, 1967, v. 14.
- Johnson G.L., McMillan N., Egloff J. East Greenland continental margin. "Canada's Continental Margins" Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir 4, 1975.
- Johnson G.L., Pew J.A. Extension of the Mid-Labrador sea ridge. — *Nature*, 1968, v. 217, N 5133.
- Johnson G.L., Schneider R.D. Depositional ridges in the North Atlantic. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 6.
- Johnson G.L., Sommerhoff G., Egloff J. Structure and morphology of the west Reykjanes basin and the southeast Greenland continental margin. — *"Marine Geol."*, 1975, v. 18.
- Johnson G.L., Southall J.R., Young P.W., Vogt P.R. Origin and structure of the Iceland plateau and Kolbeinsey ridge. — *"J. Geophys. Res."*, 1972, v. 77.
- Johnson G.L., Tanner B. Geophysical observations on the Iceland. — Faeroe ridge. — *"Jökull"*, 1972, v. 21.
- Johnson G.L., Vogt P.R., Avery O.E. Evolution on the Norwegian basin. — "The Geology of the East Atlantic continental margin. 2. Europe", 1971, Rept N 70/14, Inst. Geol. Sci.
- Johnson G.L., Vogt P.R., Schneider E.D. Morphology of the Northeastern Atlantic and Labrador Sea. — *"Dtsch. hydrogr. Z."*, 1971, Bd 24, H 2.
- Kaula W.M. Global gravity and tectonics in the nature of the solid Earth. E.C. Robertson (Ed.). N.Y. McGraw-Hill, 1972, p. 385-405.
- Kogan M.G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere. — *"J. Geophys. Res."*, 1975, v. 80, N 11.
- Kogan M.G., Boyarsky E.A. Gravity measurements in the South-East Atlantic on R.V. Academician Kurchatov, Cruise 3, March 1968 to July 1968. — *"J. Geophys. Res."*, 1970, v. 75, p. 2137-2140.
- Kuno H. Fractionation trend of basaltic magmas in lava flows. — *J. Petrol.*, 1975, v. 6.
- Lachenbruch A., Marshall B. Heat flow and water temperature fluctuations in the Denmark strait. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18.
- Lambeck K. Gravity anomalies over ocean ridges. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1972, v. 30, N 1, p. 37-54.
- Lamontagne R.A., Swinnerton I.W., Linnabom V.I., Smith W.D. Methane concentrations in various marine environments. — *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, N 24.
- Laughton A. Bathymetry of the North-Eastern Atlantic ocean and recent geophysical studies. — *Submarine Geol. and Geophys.*, London, 1965.
- Laughton A. South Labrador Sea and the evolution of the North Atlantic. — *Nature*, 1971, v. 232, N 5313.
- Laughton A. The Southern Labrador Sea. — A Key to the Mesozoic and Early tertiary evolution of the North Atlantic. — In: *Laughton A.S., Berggren W.A.* e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., v. 12, Washington, 1972.
- Laughton A., Berggren W.A. e.a. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project., v. 12. Washington, 1972.

- Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift. - J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 3661-3697.
- Loncavec B.D.* The Mid-Atlantic ridge and North Atlantic ocean. - "Paper Geol. Surv. Canada, 1967, N 41.
- Lowrie W., Løvlie R., Opdyke N.D.* The magnetic properties of Deep-Sea drilling project basalts from the Atlantic ocean. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 17, p. 338-340.
- Macdonald G.A.* Composition and origin of Hawaiian lavas. - Mem. Geol. Soc. America, 1968, v. 116.
- Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas. - J. Petrol., 1965, v. 5, pt. 1.
- Manson V.* Geochemistry of basalts rocks: major elements. - In: Basalts. V. 1. Wiley Intersci. Publ., 1967.
- Matsuo S., Miyake Y.* Gas composition in ice samples from Antarctica. - J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 22, p. 5235-5241.
- McKenzie D.P.* Some remarks on heat flow and gravity anomalies. - J. Geophys. Res., 1967, v. 72, p. 6261-6273.
- Meyer O., Voppel D., Fleischer U.* e.a. Results of bathymetric, magnetic and gravimetric measurements between Iceland and 70° N. - Dtsch. hydrogr. Z., 1972, Bd 25, H. 5, p. 193-201.
- Montadert L., Roberts D.G.* e.a. "Glomar Challenger" Sails on leg 48. - Geotimes, v. 21, N 12, 1976.
- Naylor D., Pegrum D., Rees G., Whiteman A.* The North Sea trough system. - Norweg. J. Oil and Gas Matters, 1974, v. 2.
- Palmasen G.* Insular margins of Iceland. - In: The geology of continental margins. C. Burck, C. Drake (Eds). 1974. New York.
- Pitman W.C. III, Talwani M.* Sea-floor spreading in the North Atlantic. - Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, p. 619-646.
- Ratcliffe E.H.* The thermal conductivities of ocean sediments. - J. Geophys. Res., 1966, v. 65, p. 1535.
- Roberts D.G.* New geophysical evidence on the origin of the Rockall plateau and trough. - Deep-Sea Res., 1971, v. 18, N 3.
- Roberts D.G.* Structural development of the British isles, the continental margin and the Rockall plateau. - In: The geology of continental margins. C. Burck, C. Drake (Eds), 1974. New York.
- Ruddiman W.* Sediment redistribution on the Reykjanes ridge: Seismic evidence. - Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83.
- Saito T., Burckle L.H., Horn D.R.* Palaeocene core from the Norwegian basin. - Nature, 1967, v. 216, N 5113.
- Schilling J.G.* Sea floor evolution: rare evidence. - Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1971, v. 268, p. 663-705.
- Schilling J.G.* Icelandic mantle plume: geochemical study of the Reykjanes ridge. - Nature, 1973, v. 242.
- Schilling J.G., Noe-Nygaard A.* Faeroe-Iceland plume: rare earth evidence. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 24, p. 1-14.
- Schneider E.D., Johnson G.L.* Deep ocean diapiric structures. - Geology of the East Atlantic continental margins. Rept N 16, Inst. Geol. Sci., 1970. London.
- Sclater J.G., Anderson R.H., Bell M.L.* Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific. - J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 32.
- Sclater J.G., Francheteau J.* The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, v. 20, p. 509-542.
- Scrutton R.A.* Results of a seismic refraction experiment on Rockall bank. - Nature, 1970, v. 227, N 5260.
- Scrutton R.A.* Gravity and magnetic interpretation on Rosemary bank, North-East Atlantic. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, v. 24, N 1.
- Scrutton R.A.* The crustal structure of Rockall microcontinent. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972, v. 27, p. 259.
- Scrutton R.A., Roberts D.G.* Structure of Rockall plateau and trough, north-east Atlantic. - The Geology of the East Atlantic Continental Margin 2. Europe, 1971, Rept N 70/14. Inst. Geol. Sci.
- Sigvaldasson G.* Chemistry of basalts from the Icelandic rift zone. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1969, v. 20, N 4.
- Stride A.H., Belderson R.H., Curray J.R., Moore D.G.* Geophysical evidence on the origin of the Faeroe bank channel. - Deep-Sea Res., 1967, v. 14, N 1.
- Swinnerton J.W., Linnenbom V.J.* Gaseous hydrocarbons in sea water determination. - Science, 1967, v. 156, N 3778.
- Sykes L.R.* The seismicity of the Arctic. - Bull. Seismol. Soc. America, 1965, v. 55, N 2.
- Talwani M.* Gravity. - In: The Sea, v. 4. A.E. Maxwell (Ed.). N.Y., 1970, p. 251-297.
- Talwani M., Eldholm O.* Continental margins of Norway: a geophysical study. - Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, p. 3575-3606.
- Talwani M., Eldholm O.* Boundary between continental oceanic crust at the margin of rifted continents. - Nature, 1973, v. 241, p. 325-330.
- Talwani M., Eldholm O.* Margins of the Norwegian-Greenland Sea. - In: The Geology of Continental Margins. C. Burck, C. Drake (Eds). 1974. New York.
- Talwani M., Le Pichon X.* Gravity field over the Atlantic ocean, in the Earth's crust and upper mantle. - AGU Geophys. Monograph, 1969, v. 13, p. 341-351.
- Talwani M., Udintsev G.* e.a. Initial reports of the deep-sea drilling project, v. 38. Washington, 1976.
- Talwani M., Windisch C.C., Langseth M.G.* Reykjanes ridge crest: a detailed geophysical survey. - J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 473-517.

- Tarling D.H., Gale N.H.* Isotopic dating and Palaeomagnetic polarity in the Faeroe Islands. - *Nature*, 1968, v. 218.
- Thorarinsson S.* The median zone of Iceland. - In: *The World Rift System*, sympos. Ottawa, 1965. Geol. Surv. Canada, 1966.
- Thorarinsson S.* Hekla and Katla. Iceland and midocean ridges. Reykjavik, 1967.
- Ulrich J.* Zur Topographie des Reykjanes-Rückens. - *Kieler Meeresforsch.*, 1960, Bd 16, N 2.
- Ulrich J.* Echolotprofile der Forschungsfahrten von F.F.S. Anton Dorn" und V.F.S. "Gauss" im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/1958. - *Dtsch. hydrogr. Z. Ergänzungsheft. Reihe A*, 1962, Bd 4, N 6.
- Ulrich J.* Zur Gestalt des Meersbodens im Nordatlantischen Ozean. - *Erdkunde*. 1963, Bd 17, Lfg. 3/4.
- Ulrich J.* Zur Topographie der Rosemary-Bank. - *Kieler Meeresforsch.*, 1964, Bd 20, H. 2.
- Vann J.R.* A modified predrift fit of Greenland and Western Europe. - *Nature*, 1974, v. 251, N 5472.
- Vine F., Matthews D.* Magnetic anomalies over oceanic ridges. - *Nature*, 1963, v. 199, N 4697.
- Vogt P.R.* Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 13, N 1.
- Vogt P.R.* The Faeroe-Eceland-Greenland aseismic ridge and the western boundary under current. - *Nature*, 1972, v. 239.
- Vogt P.R.* The Iceland phenomenon: imprints of a hot spot on the ocean crust and implications for flow below the plates. - In: *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*. NATO Advanced Study Inst. Series. Ser. C., v. II, 1974.
- Von Herzen R., Maxwell A.E.* The measurements of the thermal conductivity of deep-sea sediments by a needleprobe method. - *J. Geophys. Res.*, 1959, v. 64, p. 1557.
- Vogt P.R., Avery O.E.* A detailed magnetic surveys in the Northeast Atlantic and Labrador Sea. - *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, N 2.
- Vogt P.R., Johnson G.L.* Seismic reflection survey of an oblique aseismic basement trend on the Reykjanes ridge. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 15.
- Vogt P.R., Ostenso N.A.M., Johnson G.L.* Magnetic and bathymetric data bearing on seafloor spreading North Iceland. - *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, N 5.
- Wager L.R., Deer W.A.* The petrology of Scaergard intrusion. Kramgerdlugssuaq, east Greenland. - *Medd. Grøland*, 1939, v. 105, N 44.
- Wager L.R., Mitchell R.L.* The distribution of trace element during strong fractionation of basic magma. A further study of the Scaergard intrusion east Greenland. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1951, N 1.
- Walcott R.L.* Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere. - *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, p. 3941-3954.
- Walker F., Davidson C.F.* A contribution to the geology of the Faeroes. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1936, v. 58.
- Worthington L.V., Volkman G.H.* The volume transport of the Norwegian Sea overflow water in the North Atlantic. - *"Deep-Sea Res."*, 1965, N 12, p. 667.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Г.Б. Удинцев)	5
Глава 1. Геоморфология дна океана (Г.Б. Удинцев, В.М. Литвин, А.В. Беляев, В.Ф. Канаев, Н.А. Марова, М.В. Руденко)	7
Глава 2. Структура осадочного чехла и акустического фундамента дна океана (А.Ф. Береснев, Г.Б. Удинцев, А.В. Беляев, Г.Н. Лунарский, А.В. Перевозчиков)	29
Глава 3. Глубинное строение земной коры и сейсмичность (И.П. Косминская, Л.Н. Рыкунов, Г.А. Красильщикова, Г.Г. Михота, Г.А. Ярошевская)	50
Глава 4. Аномалии магнитного поля (Е.Г. Мирлин, В.Р. Мелихов, Т. Атуотер)	74
Глава 5. Общие черты гравитационного поля (А.Г. Гайнанов, Е.Д. Корякин, В.Р. Мелихов)	89
Глава 6. Гравитационное поле Исландского плато и Норвежской котловины (М.Г. Коган, О.Б. Александрова)	102
Глава 7. Геотермические исследования (Л.А. Савостин, М. Лангсет)	112
Глава 8. Коренные породы дна (А.Я. Шараськин, Г.С. Харин, Л.В. Дмитриев)	119
Глава 9. Осадочные и вулканогенно-осадочных породы (Г.С. Харин)	135
Глава 10. Газы в водах и донных осадках (А.А. Геодекян, З.И. Верховская, А.В. Судьин, В.Я. Троцюк)	144
Глава 11. Вулканогенные и смешанные осадки, их распределение и состав (Е.М. Емельянов)	155
Глава 12. Строение дна океана (Г.Б. Удинцев)	178
Abstract	196
Литература	198

CONTENTS

Foreword (<i>G.B. Udintsev</i>)	5
Chapter 1. Geomorphology of the Ocean Floor (<i>G.B. Udintsev, V.M. Litvin, A.V. Belyaev, V.F. Kanayev, N.A. Marova, M.V. Rudenko</i>)	7
Chapter 2. Structure of sedimentary Cover and the Acoustic base of the Ocean Floor (<i>A.F. Beresnev, G.B. Udintsev, A.V. Belyaev, G.N. Lunarsky, A.V. Perevozchikov, J. Ewing</i>)	29
Chapter 3. Deep Structure of the Crust and Seismicity (<i>I.P. Kosminskaya, L.N. Rykunov, G.A. Krasilshchikova, G.G. Mikhota, G.A. Yaroshevskaya</i>)	50
Chapter 4. Magnetic Field Anomalies (<i>E.G. Mirlin, V.P. Melikhov, T. Atwater</i>)	74
Chapter 5. General Features of the Gravity Field (<i>A.G. Gainanov, E.D. Koryakin, V.R. Melikhov</i>)	89
Chapter 6. Gravity Field of the Icelandic Plateau and the Basin of Norway (<i>M.G. Kogan, O.B. Alexandrova</i>)	102
Chapter 7. Geothermic Studies (<i>L.A. Savostin, M. Langseth</i>)	112
Chapter 8. Bedrocks (<i>A.Ya. Sharaskin, G.S. Kharin, L.V. Dmitriev</i>)	119
Chapter 9. Sedimentary and Volcano-sedimentary Rocks (<i>G.S. Kharin</i>)	135
Chapter 10. Gases in Waters and Ground Sediments of the North Atlantic (<i>A.A. Geodekyan, Z.I. Verkhovskaya, A.V. Sudyin, V.Ya. Trotsiuk</i>)	144
Chapter 11. Volcanogenous and Mixed Sediments, Their Distribution and Composition (<i>E.M. Emelyanov</i>)	155
Chapter 12. The Structure of the Ocean Floor (<i>G.B. Udintsev</i>)	178
Abstract	196
References	198

**ИСЛАНДИЯ
И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ
ХРЕБЕТ**

Строение дна океана

*Утверждено к печати
Межведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме Академии наук СССР*

Редактор *А.Д. Подольский*
Редактор издательства *В.Я. Енюкова*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технический редактор *Н.М. Бузова*

Подписано к печати 9/XI-77 г. Т – 18626
Усл. печ. л. 18,2 + вкл. 2,3. Уч.-изд. л. 21,6
Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 972 Цена 1 р. 60 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 60 к.

2287