

ИССЛЕДОВАНИЯ
ПО ПРОБЛЕМЕ
РИФТОВЫХ ЗОН
МИРОВОГО
ОКЕАНА

III

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П. П. ШИРШОВА

551.24:551.46.

ИССЛЕДОВАНИЯ
ПО ПРОБЛЕМЕ
РИФТОВЫХ ЗОН
МИРОВОГО
ОКЕАНА

ТОМ

III

992



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1974



Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. III. «Наука», 1974.

Монография представляет собой обобщение результатов исследований по проблеме рифтовой зоны Атлантического океана в экспедиции, проводившейся в 1969 г. на исследовательском судне «Академик Курчатов» (6-й рейс). Обработка собранных материалов велась по общей программе институтами Океанологии, Геохимии и аналитической химии, Физики Земли Академии наук СССР и Московским государственным университетом. В монографии рассматриваются вопросы геоморфологии рифтовой зоны, глубинного строения коры и верхней мантии, петрографии и геохимии коренных пород дна, структуры аномального магнитного поля, аномального гравитационного поля, распределение величины теплового потока, а также вопросы металлогении. В заключении содержится обобщение результатов исследования рифтовых зон как Атлантического, так и Индийского океанов.

Табл. 40, илл. 90, библиогр. назв. 284.

Ответственные редакторы

академик А. П. ВИНОГРАДОВ, Г. Б. УДИНЦЕВ

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие накопление ряда новых данных о строении и особенностях развития земных оболочек вызывает бурные изменения в общих представлениях о развитии Земли. По мнению многих ученых, эти изменения равносильны революции в геологической науке, ибо означают коренной пересмотр прежних представлений и подход к созданию общей теории развития Земли, ранее практически отсутствовавшей. В общей системе новых данных и открытий особенно важное место занимают почти все новые данные, касающиеся рифтовых зон океанических областей Земли. Их исключительное значение в понимании существа глубинных процессов, обуславливающих тектонические процессы в коре и верхней мантии, не вызывает сомнений. Не вызывает сомнений у большинства исследователей и то, что изучение вещественного состава и физических свойств пород рифтовых зон открывает широкие возможности для понимания физико-химических процессов, протекающих в глубинах мантии Земли, ибо породы рифтовых зон в значительной мере представлены породами верхней и, возможно, даже нижней мантии. Все это определяет не только сохранение на протяжении ряда лет острого интереса к изучению рифтовых зон океанов, но и все большее расширение круга исследователей, интересующихся проблемой океанических рифтовых зон.

Этот интерес поддерживается чисто практическими соображениями о наиболее рациональных путях создания теоретической основы прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых. Создание общей теории развития и изучение частных процессов развития земной коры и верхней мантии в океанических областях, где роль глубинных процессов проявляется в более четком и незамаскированном виде, означают действительный вклад науки в практику, создавая основу для поисков полезных ископаемых как на океаническом дне, так и на суше, путем познания законов их формирования.

Начав в 1964 г. работы по проблеме рифтовых зон Мирового океана, Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР планомерно развивает их, последовательно приближаясь к разработке общей теории тектонического развития Земли, ибо именно охват тектоническими исследованиями океанических областей сделал подход к созданию такой теории реально возможным. В осуществление этой программы Институт океанологии провел в 1964—1969 гг. три экспедиции по изучению тектоники рифтовых зон. Первой экспедицией была экспедиция на «Витязе» (36-й рейс) в Индийский океан, проходившая с ноября 1964 г. по март 1965 г. Вторая экспедиция была проведена на двух исследовательских судах — «Академике Курчатове» (2-й рейс) и «Витязе» (41-й рейс) — также в Индийском океане с апреля по июль 1967 г. Третьей была экспедиция на «Академике Курчатове» (6-й рейс) в Атлантический океан с июля по ноябрь 1969 г.

**ЭКСПЕДИЦИЯ В РИФТОВУЮ ЗОНУ
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА
НА «АКАДЕМИКЕ КУРЧАТОВЕ» [6-й РЕЙС]
В 1969 г.**

ЗАДАЧИ И ОРГАНИЗАЦИЯ ЭКСПЕДИЦИИ

Экспедиция была организована для проведения комплексного геолого-геофизического изучения тектоники рифтовой зоны как одной из основных активных тектонических систем Земли для выяснения ее структуры и вещественного состава пород земной коры и верхней мантии. Исследования должны были осуществляться по одному из генеральных разрезов — «геотраверзу», пересекающему северную часть Атлантического океана, с целью получить материал для решения проблемы происхождения земной коры и верхней мантии океанического сегмента Земли. Решение этой задачи представляло возможность получить комплекс данных, имеющих большое значение для развития фундаментальных знаний о Земле, обоснования прогнозов полезных ископаемых, а также для развития методов навигации и связи в океане.

Важнейшим объектом исследования была рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта, периферические части этого хребта, а также океанические плиты и опущенные краевые блоки подводных окраин материков, сопредельные со Срединно-Атлантическим хребтом. Изучение геологического строения этих тектонических зон давало возможность получить представление о важнейших типах тектонических и физико-химических процессов в земной коре и верхней мантии в северной части Атлантического океана. Ожидаемые результаты этих исследований позволяли провести сравнительно-тектонический анализ условий, существующих в Атлантическом и Индийском океанах, поскольку ранее такие исследования были проведены Институтом океанологии в Индийском океане.

Исследования планировалось провести по геотраверзу Дакар—Нью-Йорк с привязкой к буровым скважинам, пробуренным несколько ранее американским буровым судном «Гломар Челленджер», и на полигонах, представительных для упомянутых выше тектонических зон.

Экспедиция была организована Институтом океанологии им. П. П. Ширшова с привлечением к участию в ней сотрудников других институтов Академии наук СССР — Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта, Института земного магнетизма и распространения радиоволн, Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (физического и геологического факультетов, а также Государственного астрономического института им. П. К. Штернберга), Всесоюзного научно-исследовательского института геофизических методов разведки и Всесоюзного научно-исследовательского института морской геологии Министерства геологии СССР. Кроме того, было запланировано участие в экспедиции — учитывая выполнение ее по программам международных исследовательских проектов — иностранных ученых.

Для руководства работой личный состав экспедиции был разделен на ряд отрядов и групп. Была сформирована группа руководства экспедицией

в целом в следующем составе: Г. Б. Удинцев — начальник экспедиции, Б. В. Шехватов, Л. В. Дмитриев и В. Л. Барсуков — заместитель начальника экспедиции, отрядом геоморфологии руководил В. М. Литвин, руководителем отряда сейсмического профилирования был А. Ф. Береснев. Работы по глубинному сейсмическому зондированию осуществлялись силами трех отрядов. Отрядом ГСЗ-1 руководил Б. В. Холопов, начальником отряда ГСЗ-2 был Г. Н. Лунарский, а отряда ГСЗ-3 — В. С. Новиков. Отряды также возглавляли: сейсмического зондирования методом отраженных волн — Л. И. Коган, гравиметрии — В. Л. Пантелеев, магнитометрии — Е. Г. Мирлин, математики — В. М. Маркушевич, экспериментальной техники — А. М. Сагалевиц, петрографии — А. Я. Шараськин, физических исследований донных пород — Э. В. Сувилов, гидрологии и гидрохимии — Е. И. Баранов, геохимии водной взвеси — Е. М. Емельянов, геологии моря — М. В. Кленова, биологии — Ф. А. Пастернак.

Общая численность личного состава научных отрядов и групп экспедиции в 6-м рейсе «Академика Курчатова» составляла 76 человек. Помимо участников из Советского Союза на борту судна во время 6-го рейса также находились иностранные ученые, которые принимали участие в работах в двух группах: группа ученых США и Англии — на этапе работ от Саутгемптона до Бостона и группа ученых Франции и Социалистической Республики Румынии на этапе работ в Бискайском заливе. Руководителем группы ученых США и Англии был профессор Г. Эджертон, в состав группы входили М. Хобарт, Д. Шолер, С. Эйтрем (все из США) и М. Сарджинсон (Англия). Руководителем группы ученых Франции и Социалистической Республики Румынии был профессор Г. Пото, в состав этой группы входили А. Тома, А. Руссо, А. Моффре, А. Рикур, Мартинне, Р. Донасье, Бонне (все из Франции) и Н. Панин (СРР).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИИ

Как уже упоминалось выше, работы экспедиции предполагалось провести двумя основными методическими приемами: а) путем попутных наблюдений по маршруту экспедиции и б) путем детальных исследований на полигонах, представительных для рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.

Комплекс попутных наблюдений включал в себя эхолотный промер, магнитометрическую и гравиметрическую съемку — все эти три вида работ могли выполняться на любой скорости хода судна — и непрерывное сейсмическое профилирование, которое могло выполняться при скорости хода судна лишь 10—12 узлов. Поэтому первые три вида наблюдений велись на большей части маршрута экспедиции, а четвертый, требовавший снижения скорости судна, выполнялся лишь на наиболее важных для решения задач экспедиции участках маршрута и в условиях благоприятной погоды.

Комплекс полигонных работ был существенно шире и включал: расстановку заякоренных буев для целей навигации в пределах полигона, комплексную геофизическую съемку полигона с применением описанного выше комплекса попутных наблюдений, выполнение работ по глубинному сейсмическому зондированию методом преломленных волн по двум-трем разрезам, сейсмологические наблюдения с помощью серии донных сейсмографов, геотермические наблюдения, драгировки и подводное фотографирование по серии точек, сбор проб донных осадков и донной фауны, гидрологические наблюдения. На каждом полигоне ставилось по 3—4 заякоренных буя, позволявших охватить работами (с надежной привязкой к этим буям) достаточно значительную площадь — до 3—4 тыс. кв. миль. Съемка полигона выполнялась по системе планомерно расположенных галсов

с интервалами от 1 до 3 миль в зависимости от характера рельефа дна. Места для разрезов ГСЗ, точек всех остальных видов наблюдений и сбора образцов выбирались с учетом результатов геофизической съемки и результатов каждого предшествующего наблюдения и сбора. Такая система работ требовала постоянного оперативного вмешательства руководства экспедиции в планы исследований и хотя несколько осложняла информацию личного состава о плане работ, но тем не менее позволяла добиваться наибольшего эффекта от всех видов наблюдений и сборов.

Важными особенностями методики работ на полигонах в 6-м рейсе «Академика Курчатова» являлись: а) привязка их к точкам бурения специального бурового судна «Гломар Челленджер», что дает возможность использовать результаты бурения для геологической интерпретации геофизических данных, б) выполнение глубинного сейсмического зондирования по системе разрезов, обеспечивающих получение данных об анизотропии пород земной коры и верхней мантии, что весьма важно для суждения о динамике тектонических процессов, в) выполнение геотермических наблюдений и драгировок для получения образцов коренных пород с учетом данных не только по рельефу дна, но также по структуре аномального магнитного поля, что дает возможность подхода к решению вопроса о природе магнитных аномалий.

Особо следует указать на широкое использование в 6-м рейсе «Академика Курчатова» некоторых новых технических средств, примененных в таких масштабах в советских экспедициях либо впервые вообще, либо впервые в открытом океане.

1. *Сейсмические профилографы* — спаркер (с электроискровым возбуждением инфразвукового импульса) и эр-ган (с пневматическим возбуждением инфразвукового импульса). Применение сейсмических профилографов позволило изучать распределение мощностей осадочного покрова дна океана, структуру этого покрова и подстилающих его пород фундамента с большой детальностью, недоступной с применением прежних методов сейсмического зондирования (ГСЗ и МОВ).

2. *Акустические индикаторы глубины погружения приборов* (так называемые пингеры), дающие возможность определять глубину погружения приборов и расстояние от них до поверхности дна с точностью до 1 м. Благодаря этим приборам становится возможным проведение различных видов наблюдений и сборов, требующих высокой точности подвода приборов ко дну и выдерживания их на заданных горизонтах, например геотермических наблюдений, наблюдений в придонном слое воды и т. д.

3. *Цилиндрическая драга*, обладающая исключительно высоким коэффициентом полезного действия и значительно сокращающая число случаев обрыва тралового троса. Число удачных драгировок образцов коренных пород с применением нового образца драги резко возрастает по сравнению с практикой драг с прямоугольными рамами старого типа.

4. *Поставлены палеомагнитные исследования образцов донных осадков и коренных пород*. Это позволяло устанавливать стратификацию донных осадков и магматических пород на дне океана, связывать их происхождение с эпизодами магнитной истории Земли и подойти к решению вопросов о природе магнитных аномалий Срединно-Атлантического хребта и о темпах расширения дна океана.

5. *Термоградиентометр с непрерывным измерением градиента* в пределах водной толщи, позволяющий исследовать структуру придонного слоя воды и обнаруживать признаки теплообмена между дном и придонными водами.

6. *Нефелометр* — прибор для непрерывного изучения светорассеивающих свойств водной толщи от поверхности воды до дна, позволяющий подойти к изучению динамики придонного слоя океанских вод на любых глубинах.

7. Разработана методика и созданы необходимые технические средства для *производства взрывов* на различных глубинах и с большой частотой повторения методов электроподрыва. Эта методика обеспечивает высокую безопасность работ, весьма высокую производительность труда и дешевизну взрывных работ; она весьма перспективна не только для научных исследовательских работ, но и для производственной морской сейсмической разведки. Последнее обстоятельство уже отмечено коллегией Министерства геологии СССР, и эта методика в конце 1969 г. была внедрена в практику производственных работ.

8. Опробована в первом приближении методика глубинного сейсмического зондирования с применением *малых зарядов взрывчатых веществ* — порядка 30—50 г. Эта методика основана на регистрации преломленных волн от глубинных границ раздела во вторых и третьих вступлениях. Как известно, обычная методика ГСЗ основана на регистрации преломленных сейсмических волн, возбуждаемых взрывами довольно больших зарядов взрывчатых веществ — весом 25—50 кг, преимущественно в первых вступлениях.

9. *Новые образцы морских гравиметров*, позволяющие существенно сократить период осреднения наблюдаемых данных. Их применение повышает возможность гравиметрических исследований для изучения локальных тектонических структур ограниченных размеров.

10. *Атомно-адсорбционный спектрофотометр*, обеспечивающий возможность оперативного химического анализа донных осадков, магматических пород и водной взвеси.

11. Комплекс сбора, обработки на судовой ЭВМ и автоматического графического построения данных, содержащих геофизическую информацию (в макетном варианте). В качестве макета графопостроителя была использована модифицированная на судне фототелеграфная аппаратура типа «Ладога». Впервые было также проведено машинное построение профилей рельефа дна и батиметрической карты.

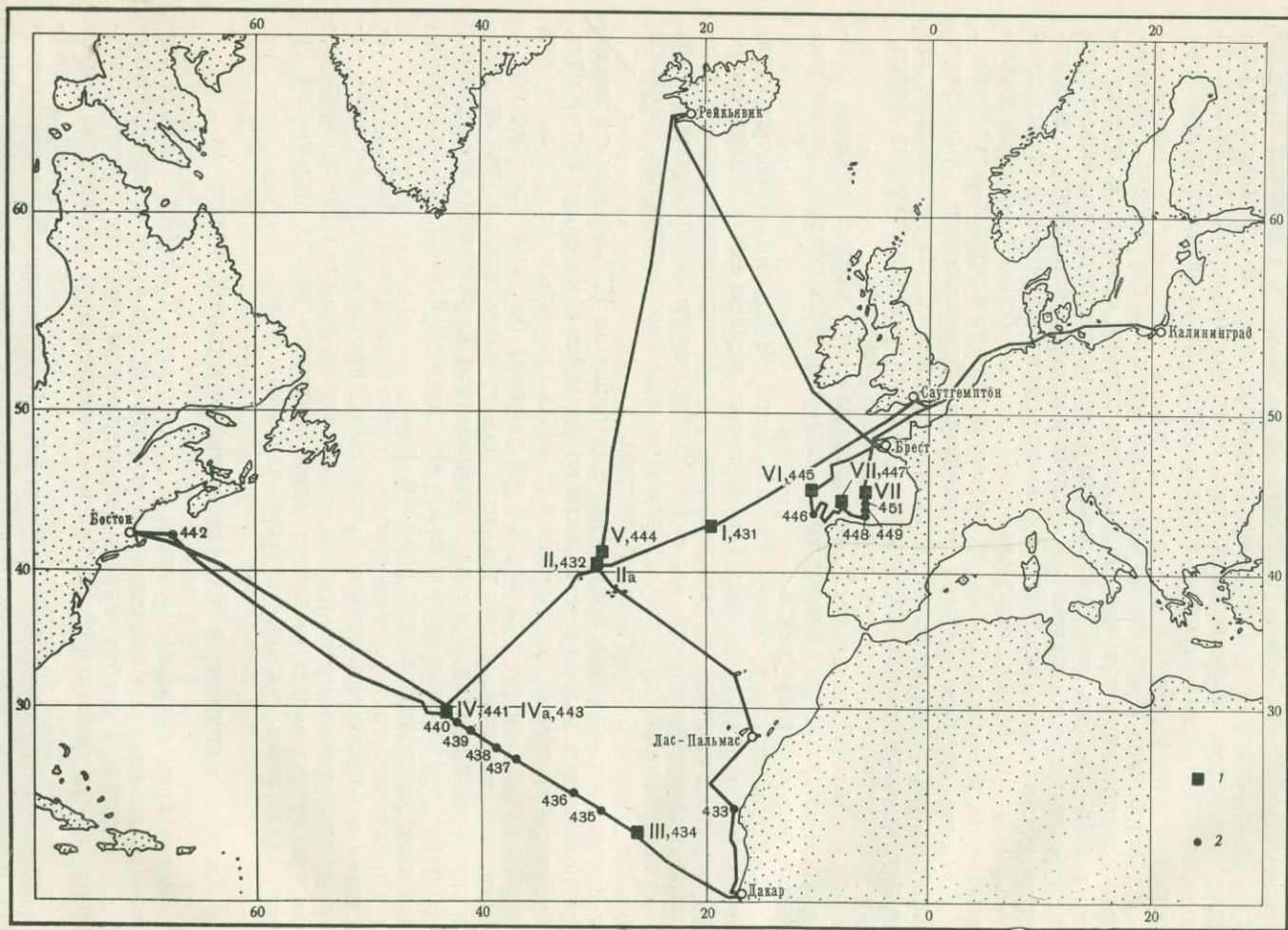
Кроме того, широкое применение для работ по ГСЗ *донных сейсмографов*, показавших хорошие результаты во 2-м рейсе «Академика Курчатова», обеспечило возможность во время 6-го рейса отказаться от использования второго судна при работах по ГСЗ на разрезах большой протяженности. Ранее, как известно, существовавшие конструкции аппаратуры не давали такой возможности, и в паре с «Академиком Курчатовым» во время его 2-го рейса приходилось использовать «Витязь» (41-й рейс) для достижения необходимой протяженности разрезов ГСЗ.

Применение донных сейсмографов по обоим концам разрезов ГСЗ в сочетании с радиоакустическими буями позволило применить методику однократного прохождения разреза взрывающим судном. Такая однократная прострелка дает возможность вдвое сократить расход взрывчатых материалов и вдвое сэкономить время взрывных работ.

МАРШРУТ И ХАРАКТЕР ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

Экспедиция началась 18 июля и закончилась 2 ноября. Планом предусматривалась продолжительность экспедиции 105 суток, с возвращением в Калининград 1 ноября, однако, вернувшись на подходы к порту Калининград — на рейд порта Балтийск — своевременно, «Академик Курчатов» не смог войти в порт к 1 ноября из-за того, что по условиям штормовой погоды судоходный канал Балтийск—Калининград был закрыт в течение нескольких дней, и проход этим каналом оказался возможным только 2 ноября.

За время работы экспедиции «Академик Курчатов» прошел по маршруту Калининград — рейд порта Висмар — Кильский канал — рейд порта Саутгемптон — полигон I (подводный хребет Палмера) — полигон II (рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта в районе 40-й параллели с. ш.) —



порт Лас-Пальмас (Канарские острова) — рейд порта Дакар (Сенегал) — полигон III (Канарская котловина) — полигон IV (рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта в районе 30-й параллели с. ш.) — порт Бостон (США) — полигон IV (повторно) — полигон V (граничащий с сесера с полигоном II) — порт Рейкьявик (о. Исландия) — порт Брест (Франция) — полигон VI (подводная Бискайская гора) — полигон VII (близ подножья северного материкового склона Пиренейского полуострова) — полигон VIII (восточная часть ложа Бискайского залива) — порт Брест (Франция) — рейд порта Варнемюнде — рейд порта Балтийск — Калининград (рис. 1).

Расход времени в экспедиции распределился следующим образом.

Сутки

1. Прохождение маршрута длиной 15 241 миль, с попутными наблюдениями при средней скорости хода 288 миль в сутки	43
2. Работа на полигонах и станциях (включая геофизическую съемку и переходы на полигонах общей протяженностью 5200 миль)	50
3. Стоянки в портах и при высадках на рейдах	14
Всего	107
В целом за 6-й рейс «Академик Курчатов» прошел по маршруту и на полигонах 20 414 миль.	

Средняя скорость хода 288 миль в сутки была ниже планировавшейся (400 миль в сутки), и это объясняется тем, что использование сейсмических профилографов оказалось возможным при скорости хода не более 10—12 узлов, а также сильными штормами в Северной Атлантике, вызвавшими снижение скорости хода до 8—10 узлов.

Работы были проведены на 8 полигонах, в пределах которых было пройдено со съемкой 5 200 миль, и на 20 станциях. Каждый полигон имеет собственный порядковый номер и одновременно рассматривается как одна из станций 6-го рейса. Станции имеют сквозные порядковые номера для всех районов «Академика Курчатова», в частности для 6-го рейса — от 431-го до 451-го.

В пределах каждого полигона проводился сложный комплекс наблюдений и сборов образцов на многочисленных точках, обозначать которые специальными номерами станций представлялось нецелесообразным из-за громоздкости таких обозначений. Для ориентировки в местоположении тех или иных наблюдений и сборов следует использовать детальные схемы работ различных видов для каждого полигона, имеющиеся в настоящей главе и в главах, посвященных тем или иным видам работ.

Распределение рабочего времени на полигонах и станциях приблизительно было следующим: примерно 35% времени приходилось на переходы и геофизическую съемку в пределах полигонов, 30% — на работы по глубинному сейсмическому зондированию, 25% — на работы по драгировкам коренных пород и лишь 10% — на все остальные виды наблюдений и сборов.

Более подробная характеристика объема различных видов работ, выполненных в рейсе, содержится в главах по соответствующим видам исследований.

«Академик Курчатов» вышел из порта Калининград в 6-й рейс 18 июля. Следуя Балтийским морем, «Академик Курчатов» подошел 19 июля к рейду порта Висмар (ГДР), где принял привезенные с судостроительной верфи Висмара «Маттиас Тезен» запасные части для главного двигателя. Вместе с представителями судоверфи на борт судна для переговоров прибыл директор Института мореведения Академии наук ГДР профессор Фойхт. В этот же вечер судно вышло в дальнейшее плавание и 20 июля прибыло в Киль.

«Академик Курчатов» проследовал Кильским каналом и вышел в Северное море. 21 июля судно вошло в пролив Ла-Манш и, войдя в проход между берегами Англии и о. Уайт, прибыло на рейд порта Саутгемптон, где приняло на борт группу американских и английских ученых — участников экспедиции. 22 июля на «Академик Курчатов» прибыли с оборудованием ученые из США — профессор Г. Эджертон (заведующий кафедрой электротехники технического факультета Массачусеттского технологического института, г. Кембридж, штат Массачусеттс), студенты (того же института) Дж. Шолер и М. Хобарт, а также английский ученый-геохимик

Рис. 1. Схема маршрута 6-го рейса «Академика Курчатова»

1 — полигоны и их номера, 2 — станции и их номера

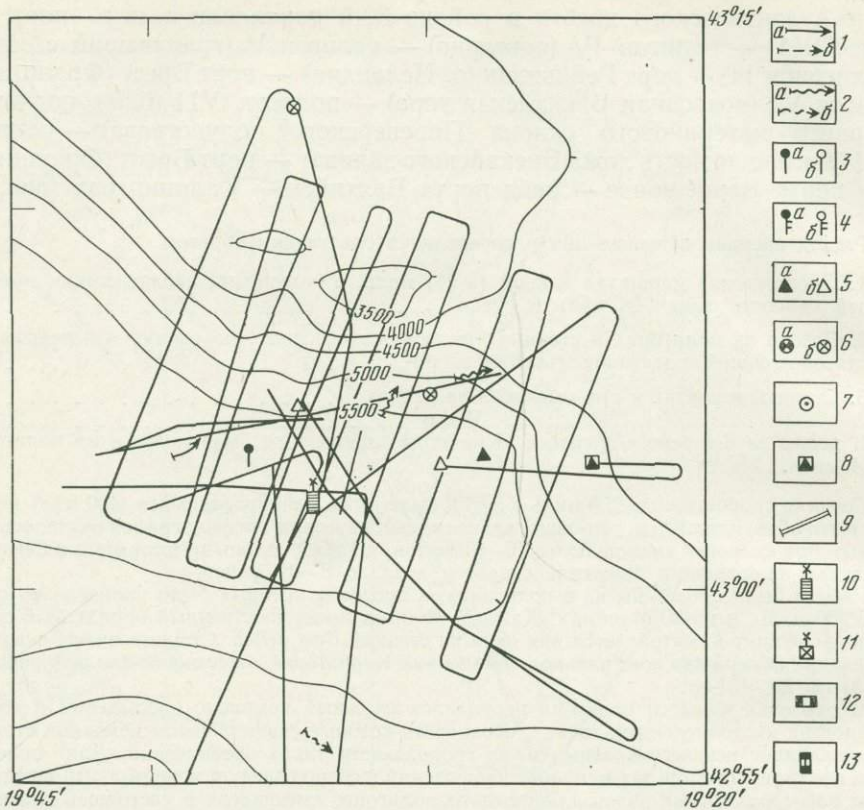


Рис. 2. Галсы эхолотного промера и наблюдения на полигоне I

Усл. обозначения к рис. 2, 4, 5, 8, 10—13: 1 — трал; 2 — драга; 3 — трубка; 4 — термоградиентометр; 5 — дночерпатель; 6 — взвесь поверхностная и глубинная; 7 — гидрологическая серия; 8 — подводное фото; 9 — профиль ГСЗ; 10 — маркерный буй; 11 — радиобуй; 12 — донный сейсмограф; 13 — плавучая сейсмическая станция. а — пробы получены; б — пробы не получены

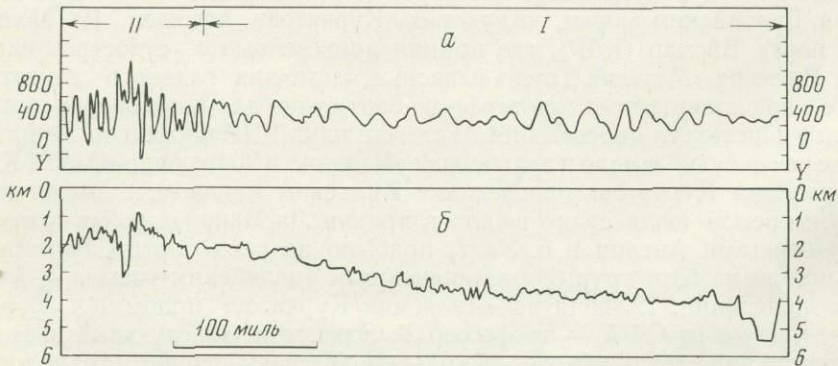


Рис. 3. Профиль от Ла-Манша до рифтовой зоны
а — магнитные аномалии; б — профиль дна

М. Сарджинсон (сотрудник геологического факультета университета г. Дарем). Вместе с ними для переговоров о возможных формах совместных работ с английской экспедицией на судне «Дискавери» прибыли английские ученые доктор А. Лаутон (Национальный океанографический институт, г. Вормли) и доктор Т. Франсис (Институт сейсмологии, Блекнест). 22 июля судно вышло с рейда Саутгемптона и, пройдя проливом Ла-Манш, легло на курс в направлении на южную оконечность подводного хребта Палмера, где предполагалось провести исследование на первом полигоне.

С выходом из пролива Ла-Манш в открытые воды Атлантического океана были начаты попутные наблюдения: эхолотный промер, магнитометрическая и гравиметрическая съемки. До этого участники экспедиции вели подготовку и наладку оборудования. 24 июля «Академик Курчатов» прибыл в район, намеченный для первого полигона, и экспедиция приступила к работам на этом полигоне.

Работы на первом полигоне (станция 431) (рис. 2) включали постановку заякоренных буев для целей навигации в пределах полигона, комплексную геофизическую съемку, глубинное сейсмическое зондирование, непрерывное сейсмическое профилирование, драгировки, сбор проб донных осадков грунтовой трубкой и дночерпателем. Работами были охвачены желоб Пик у подножия северо-восточного склона хребта Палмера, юго-восточная оконечность этого хребта и желоб Фрин у подножия его юго-западного склона (рис. 3). Район этот был исследован ранее английскими экспедициями. Предполагалось продолжение английских исследований в августе 1969 г. Поэтому работы нашей экспедиции имели целью в этом районе опробование всей аппаратуры в условиях больших глубин, близких к максимальным для всей области работ 6-го рейса «Академика Курчатова», а также получение материалов для сопоставления с английскими данными. Эта задача была выполнена в течение примерно 4 суток и работы на первом полигоне закончились вечером 28 июля.

От хребта Палмера «Академик Курчатов» направился в рифтовую зону Срединно-Атлантического хребта, в район между 40° и 41° с. ш. Этот район рифтовой зоны был выбран для исследований на основе консультаций с учеными США, Англии, Франции и Канады как один из наименее изученных. Как выяснилось в результате работ в этом районе, выбор был удачным, ибо по своим геологическим условиям район оказался одновременно достаточно типичным для рифтовой зоны и представлял достаточно хорошие возможности для изучения элементов тектоники рифтовой зоны, выходов коренных коровых и мантийных пород.

«Академик Курчатов» прибыл в район, намеченный для работ на втором полигоне, 29 июля. Однако в силу малой изученности этого района и неопределенности положения рифтового ущелья, указывавшегося по данным различных исследователей то близ меридиана 29° з. д., то близ меридиана 30° з. д., пришлось до начала работы на полигоне провести рекогносцировочную геофизическую съемку с целью установления истинного положения рифтового ущелья. Было определено положение рифтового ущелья между 40° и 41° с. ш. и тем самым определился район работ на втором полигоне (станция 432) (рис. 4). Работы были начаты 30 июля с постановки заякоренных реперных (навигационных) буев. После этого была выполнена комплексная геофизическая съемка, позволившая установить основные черты подводного рельефа, выявить существование в этом районе поперечного трансформирующего разлома рифтовой зоны, установить в общих чертах картину аномального магнитного и гравитационного полей. С привязкой к этим данным были проведены работы по глубинному сейсмическому зондированию, сейсмологические наблюдения драгировки, сбор образцов донных осадков и придонной воды, гидрологические наблюдения.

Работа на втором полигоне велась почти все время в условиях сильного ветра и волнений, достигавших в последние дни штормовой силы 7 баллов,

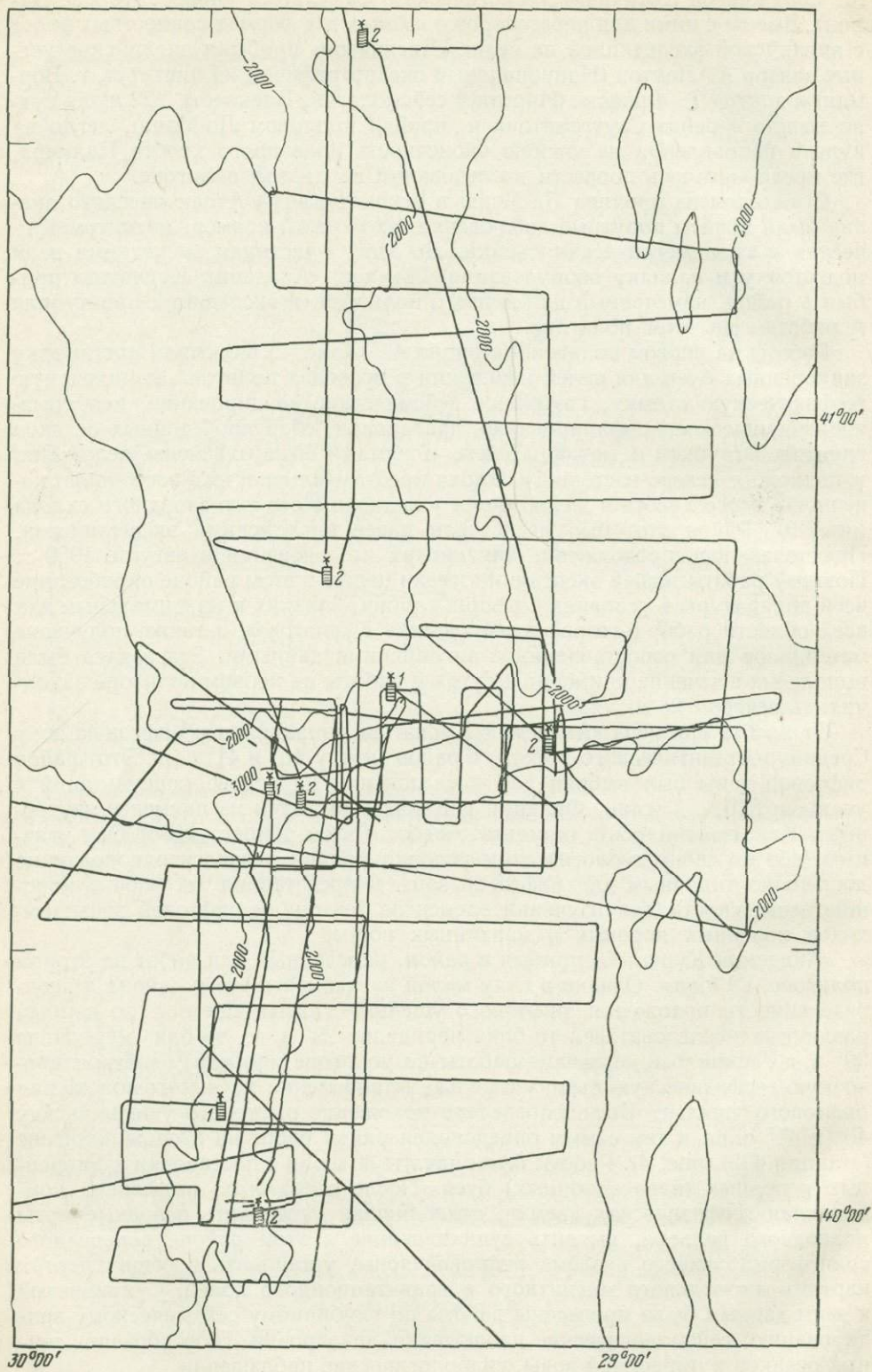


Рис. 4. Галсы эхолотного промера и наблюдения на полигоне II
Усл. обозначения см. на рис. 2

а в конце работ — ураганной силы. Это резко сокращало возможности ряда геофизических исследований приборами, чувствительными к волнению, ветровому дрейфу и шумам океана. Поэтому часть намеченных исследований — прежде всего глубинное сейсмическое зондирование — в условиях такой погоды выполнить было невозможно. Отказаться от их проведения было также нельзя, так как выполненные работы — особенно успешными были драгировки коренных пород — показали, что исследуемый район рифтовой зоны представляет исключительный интерес в силу обнаруженных здесь весьма ярких проявлений гидротермальной активности, важных для решения проблемы источников рудного вещества земной коры.

Проблема эта представляет большой практический интерес в связи с разработкой теоретических основ прогнозирования поисков полезных ископаемых на суше. Поэтому завершение всего комплекса работ на втором полигоне представлялось обязательным, несмотря на невозможность выполнить часть работ при первой попытке. Поскольку плохая погода в этом районе продолжала удерживаться, а сроки намеченных по плану экспедиции заходов в порты Лас-Пальмас (Канарские острова) и Дакар (Сенегал) были строго установленными, было принято решение временно прервать исследование второго полигона, продолжавшиеся уже более 6 суток, и направиться в порт Лас-Пальмас.

5 августа «Академик Курчатов» прошел мимо о. Сан-Жоржи — одного из западных островов в архипелаге Азорских островов, а утром 6 августа — мимо о. Санта-Мария, самого западного в этом архипелаге. Следуя в направлении Канарских островов, судно прошло 7 августа о-ва Мадейра. Отсюда были начаты работы по непрерывному сейсмическому профилированию. 8 августа «Академик Курчатов» прибыл на рейд порта Лас-Пальмас (о. Гран-Канария, Канарские острова), а затем в этот же день стал у причала в порту.

Основной целью захода в порт Лас-Пальмас было пополнение запасов воды и продовольствия, однако одновременно этим заходом решалась задача выполнения опорных геофизических наблюдений и чрезвычайно важных геологических сборов. Геологическая литература по Канарским островам весьма ограничена и труднодоступна. Имеющиеся отрывочные сведения о существовании на некоторых островах этого архипелага массивов ультраосновных пород представляют огромный интерес в связи с проблемой дифференциации мантийного материала в ходе тектонического процесса. Поэтому важной задачей экспедиции был сбор образцов магматических пород на о. Гран-Канария. К сожалению, литературные сведения о том, что выходы ультраосновных пород на этом острове неизвестны, подтвердились, а поездку геологов экспедиции или заход судна на какой-либо из островов архипелага, на котором известно существование ультраосновных пород, организовать было невозможно. Геологическая экскурсия по о. Гран-Канария была организована с помощью испанских ученых-океанологов, посетивших по нашему приглашению «Академика Курчатова». На судно 8 августа прибыли профессор Кармело Гарсия Кабрера, директор Океанографической лаборатории Канарских островов (г. Санта-Крус-де-Тенерифе, о. Тенерифе) и Григорио Паррилла Баррера, сотрудник Испанского океанографического института (Мадрид), а также представитель администрации острова Р. К. Гомец.

С их помощью геологи экспедиции совершили днем 9 августа экскурсию по острову и собрали большую коллекцию образцов изверженных пород. В этот же день были закончены все дела по снабжению судна, и 10 августа, после двухдневной стоянки в порту Лас-Пальмас, «Академик Курчатов» продолжил плавание.

Судно направилось в порт Дакар, где предстояло принять на борт еще одного американского ученого, высадить для отъезда в Москву заместителя начальника экспедиции В. Л. Барсукова и встретиться с «Дмитрием

Менделеевым» для передачи приборов работавшей на этом судне экспедиции. Поскольку подход «Дмитрия Менделеева» в Дакар мог осуществиться не ранее 16 августа, имелась возможность провести работы по непрерывному сейсмическому профилированию цоколя материкового склона Африки в районе между Канарскими островами и Дакаром. По ряду морфологических и геологических признаков этот цоколь можно рассматривать как опущенную глыбу западной окраины африканского материка.

Более определенному решению вопроса о происхождении этого цоколя могли бы способствовать данные о структурах, погребенных ныне океанскими осадками.

Работы по сейсмическому профилированию проходили весьма успешно, однако уже 11 августа руководством экспедиции было получено указание произвести пополнение запасов топлива от находящегося близ берегов Африки советского танкера «Самарканд». В связи с этим «Академик Курчатов» направился к берегу, 12 августа подошел к танкеру «Самарканд», стоявшему на краю шельфа Африки близ м. Барбас, и начал приемку топлива. Одновременно велись работы по сбору образцов проб донных осадков и фотографированию дна на станции 433. К исходу дня пополнение запасов топлива было закончено, и «Академик Курчатов» направился в Дакар.

На пути следования в Дакар были проведены попутные наблюдения температуры поверхностного слоя воды. На большей части перехода до Дакара одновременно с эхолотным промером и магнитометрической съемкой велись работы по непрерывному сейсмическому профилированию.

14 августа «Академик Курчатов» прибыл на рейд порта Дакар. В этот же день на судно прибыл участник экспедиции — американский ученый С. Эйттрем (Ламонтская геологическая обсерватория). 15 августа группа геологов экспедиции совершила экскурсию для сбора образцов пород в районы Рюфиск и Мборо, а гравиметристы экспедиции провели опорные наблюдения. 16 августа на рейд Дакара прибыл «Дмитрий Менделеев». После перегрузки оборудования на это судно «Академик Курчатов» вышел в дальнейшее плавание.

Сразу же после выхода из Дакара были начаты работы по попутной геофизической съемке, включавшей эхолотный промер, непрерывное сейсмическое профилирование, магнитометрические и гравиметрические наблюдения. Начало крупного разреза — геотраверза Дакар — Нью-Йорк — было привязано к буровой скважине, которая бурится на шельфе Сенегала американским специальным буровым судном «Гломар-4» в точке $14^{\circ}36,3'$ с. ш. и $17^{\circ}29,7'$ з. д. на глубине 55 м. Судя по данным, полученным здесь с помощью сейсмического профилографа, в пределах шельфа Сенегала развиты потенциально нефтегазоносные структуры.

Следуя далее по геотраверзу Дакар — Нью-Йорк, судно прибыло 19 августа в район скв. 12, пробуренной в 1969 г. американским буровым судном «Гломар Челленджер». В районе этой скважины проведены работы на третьем полигоне (станция 434) (рис. 5). Здесь была проведена геофизическая съемка по ограниченной программе (учитывая относительную простоту рельефа дна), сбор проб донных осадков дночерпателем и грунтовой трубкой, фотографирование дна, гидрологические, геотермические и нефелометрические наблюдения, траление для сбора образцов донной фауны, глубинное сейсмическое зондирование по упрощенной системе наблюдений, сейсмическое зондирование отраженными волнами.

Работы на третьем полигоне продолжались трое с половиной суток и были закончены 22 августа. Дальнейшее движение судна по геотраверзу сопровождалось несколькими остановками для выполнения геотермических и нефелометрических наблюдений на станциях 435—440. Комплексная геофизическая съемка позволила наметить довольно четкую, хотя и не бесспорную границу тектонической системы Срединно-Атлантическо-

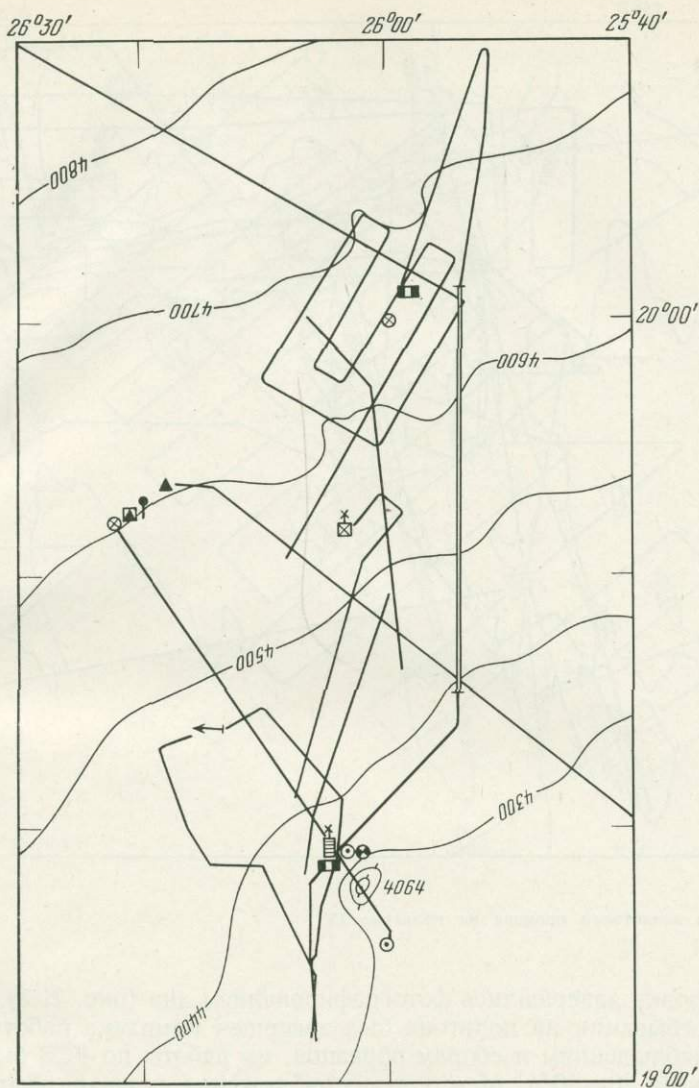


Рис. 5. Галсы эхолотного промера на полигоне III
Усл. обозначения см. на рис. 2

го хребта в районе между станциями 436 и 437 на глубинах около 6428 м. Выход в рифтовую зону (29 августа) отмечался резким усилением дифференцированности рельефа дна и аномального магнитного поля (рис. 6).

После рекогносцировочных исследований с целью установления местоположения главного рифтового ущелья 29 августа были начаты работы на четвертом полигоне (станция 441) в районе скв. 11, пробуренной судном «Гломар Челленджер». На полигоне были выставлены заякоренные буй для целей навигации, выполнена комплексная геофизическая съемка, проведены работы по глубинному сейсмическому зондированию вдоль поперечного трансформирующего разлома, известного по работам американских исследователей как разлом Атлантис, драгировки коренных пород в этом поперечном разломе и в рифтовом ущелье к югу от него. Все успеш-

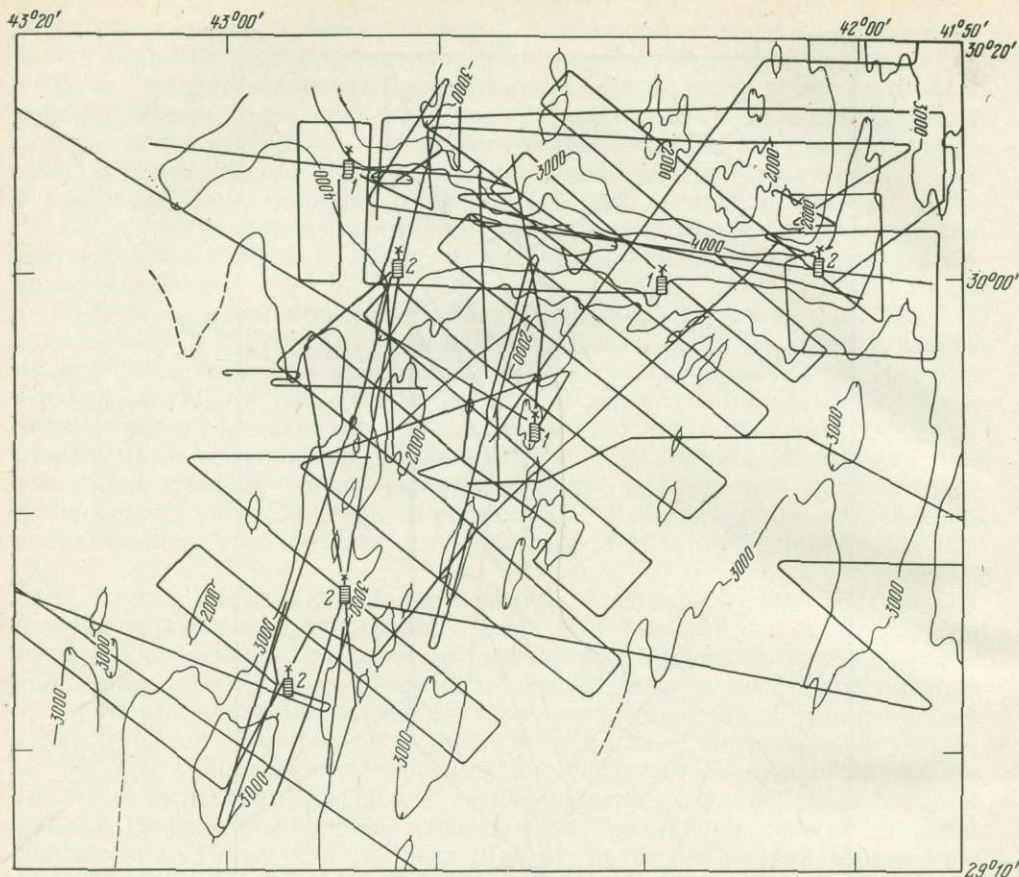


Рис. 7. Галсы эхолотного промера на полигоне IV

ные драгировки завершались фотографированием дна (рис. 7, 8). К началу 8 суток пребывания на полигоне был завершен комплекс работы по станционному наблюдениям и сборам образцов, но работы по ГСЗ были выполнены лишь на 20—30%. Между тем приближение срока прибытия в порт-Бостон (где нужно было быть не позднее 10—11 сентября) и сложная синоптическая обстановка (прохождение урагана «Герда» вдоль побережья США) определяли необходимость прервать работы не позднее 6 сентября. Поэтому было принято решение совершить поход в Бостон для высадки там группы иностранных ученых, а затем вернуться на четвертый полигон для завершения полного комплекса работ, прежде всего работ по глубинному сейсмическому зондированию.

Переход к порту Бостон выполнялся полным ходом, и поэтому непрерывное сейсмическое профилирование было отложено на обратный переход к четвертому полигону, но проводился эхолотный промер, магнитометрическая и гравиметрическая съемки. 10 сентября «Академик Курчатов» прибыл в порт Бостон.

Стоянка судна в порту Бостон была использована для опорных гравиметрических наблюдений с привязкой к пункту наблюдений, выполненных Вудхольским океанографическим институтом на пирсе № 5, а также для научных контактов с учеными Бостона и Вудс-хола.

14 сентября «Академик Курчатов» покинул порт Бостон и направился на четвертый полигон для продолжения исследований рифтовой зоны.

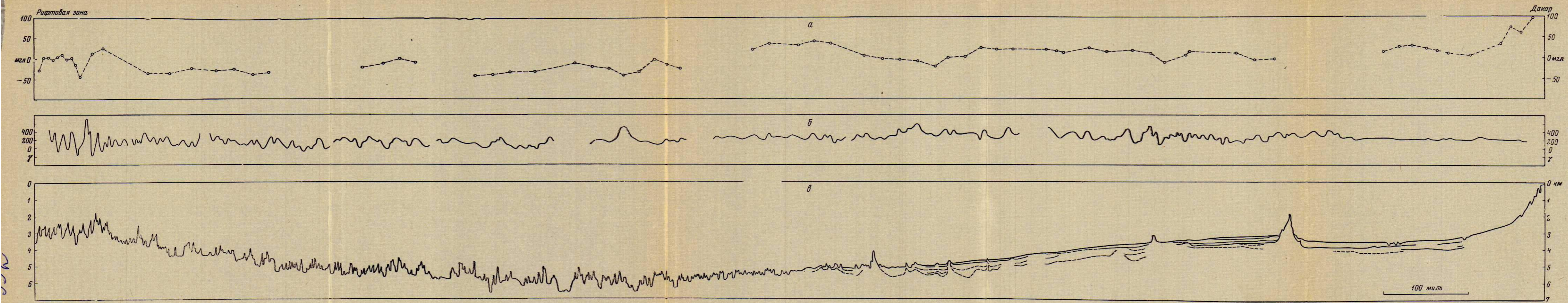


Рис. 6. Профиль от Дакара до рифтовой зоны
 а — гравитационные аномалии Фая; б — магнитные аномалии; в — профиль дна с результатами сейсмопрофилирования на отдельных участках

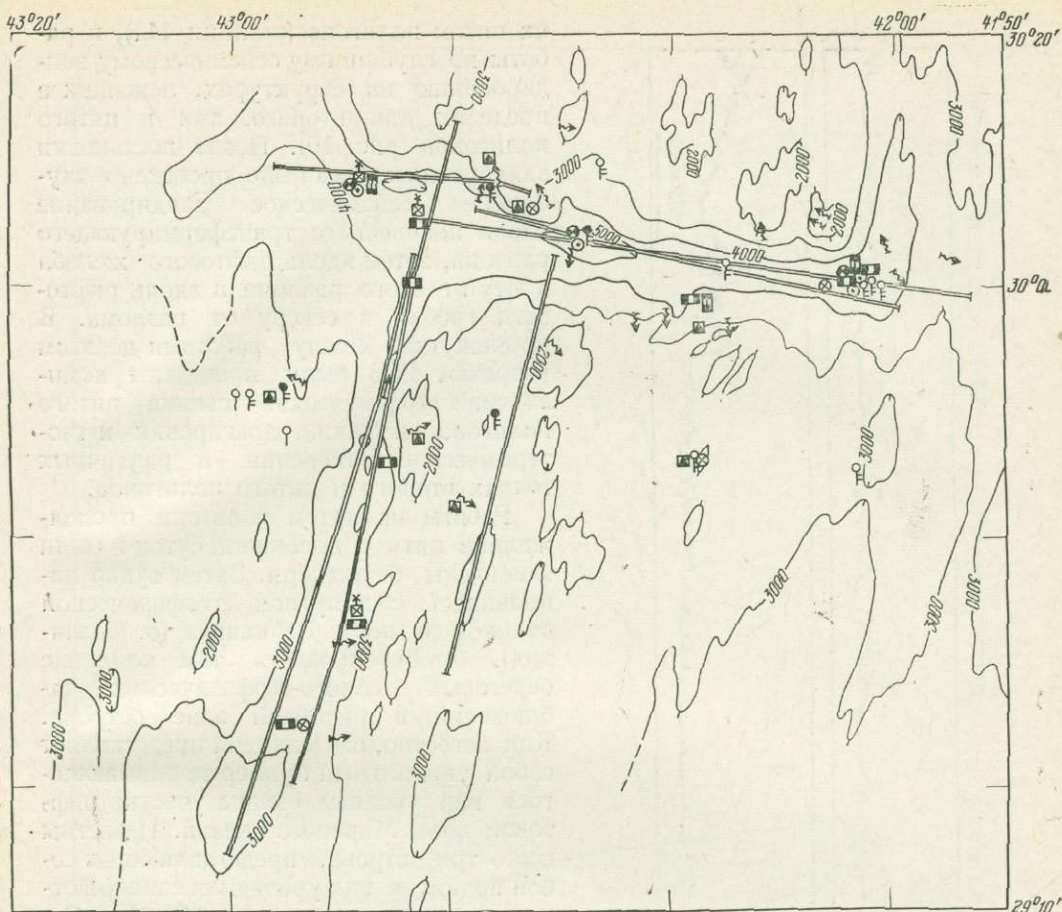


Рис. 8. Наблюдения на полигоне IV

Усл. обозначения см. на рис. 2.

В самом начале перехода были проведены сборы проб донных осадков на банке Джорджес (станция 442). На протяжении большей части перехода к четвертому полигону велось непрерывное сейсмическое профилирование (рис. 9). В районе скв. 10, пробуренной судном «Гломар Челленджер» на разрезе Нью-Йорк — Дакар, было проведено сейсмическое зондирование методом отраженных волн.

20 сентября «Академик Курчатов» вышел в район четвертого полигона (станция 443). После постановки заякоренных буев для целей навигации и геофизической съемки, дополнившей проведенную ранее, проведены работы по глубинному сейсмическому зондированию — сначала по двум разрезам, вдоль поперечного трансформирующего разлома и вдоль рифтового ущелья к югу от него, затем повторно вдоль рифтового ущелья и вдоль рифтового гребня к востоку от рифтового ущелья. Таким образом, был завершен в полном объеме комплекс работ по ГСЗ. Кроме того, проведены геотермические и гидрологические наблюдения, драгировки и сбор проб донных осадков. 28 сентября все работы на полигоне были закончены, и «Академик Курчатов» направился на север в район второго полигона для продолжения исследований рифтовой зоны.

В район второго полигона судно прибыло 1 октября. Комплекс работ в этом районе теперь включал продолжение комплексной геофизической съемки к северу от второго полигона, рассматриваемое в качестве работ



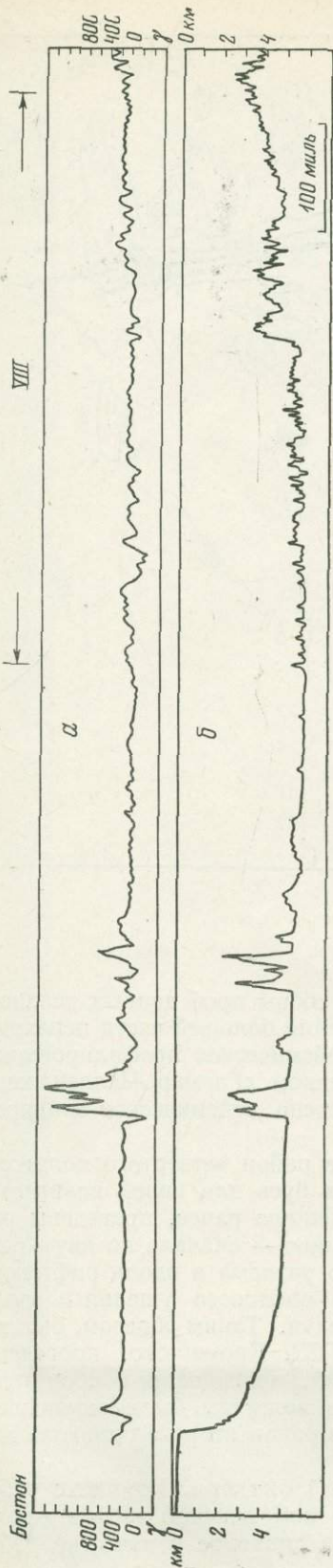


Рис. 9. Профиль от Бостона до рифтовой зоны
Усл. обозначения см. на рис. 3

на пятом полигоне (станция 444), и работы по глубинному сейсмическому зондированию на структурах, лежащих в пределах как второго, так и пятого полигонов (рис. 10). После постановки заякоренных буев было проведено глубинное сейсмическое зондирование вдоль поперечного трансформирующего разлома, затем вдоль рифтового желоба к югу от этого разлома и вдоль рифтового гребня к северу от разлома. В промежутках между работами по этим разрезам ГСЗ были проведены комплексная геофизическая съемка пятого полигона, а также драгировки и геотермические измерения в различных точках второго и пятого полигонов.

Работы на пятом полигоне продолжались пять с половиной суток и были закончены 6 октября. Затем судно направилось с попутной геофизической съемкой в порт Рейкьявик (о. Исландия), чтобы провести там комплекс береговых геолого-геофизических наблюдений в рифтовой зоне острова. Как известно, о. Исландия представляет собой уникальный пример поднимающегося над уровнем океана участка рифтовой зоны Мирового океана. Известны всего три острова, представляющие собой поднятые над уровнем океана участки рифтовых гряд, — о. Скалы Св. Петра и Павла в Экваториальной Атлантике, а также о. Новый Амстердам и о. Св. Павла в Индийском океане. Однако в Исландии над уровнем океана поднята значительная часть Срединно-Атлантического хребта и непосредственному изучению доступна вся рифтовая зона в целом, включая не только рифтовые гряды, но и рифтовые ущелья. Понятно, что сбор здесь материалов хотя бы по части того комплекса наблюдений, которые велись экспедицией в рифтовой зоне подводных частей Срединно-Атлантического хребта, в особенности сбор петрографических и геохимических материалов, представлял исключительный интерес для сопоставлений.

«Академик Курчатов» прибыл в порт Рейкьявик 10 октября. В этот же день состоялась встреча геологов и геофизиков экспедиции с исландскими учеными Научно-исследовательского института Рейкьявикского университета. На этой встрече состоялся обмен научной инфор-

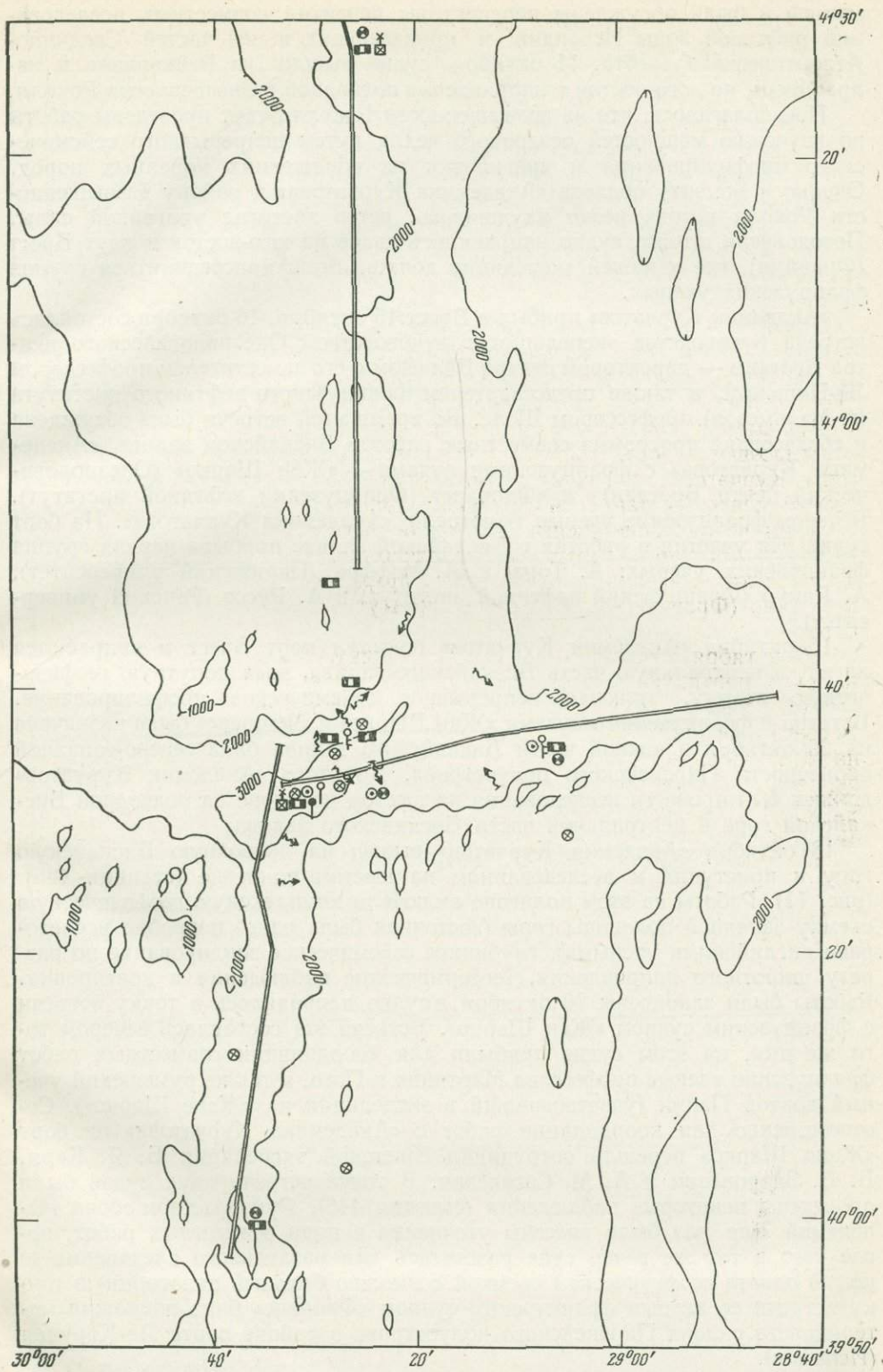


Рис. 10. Наблюдения на полигоне V

Усл. обозначения см. на рис. 2

мацией и были обсуждены перспективы развития совместных исследований рифтовой зоны Исландии и прилегающих к ней частей Срединно-Атлантического хребта. 11 октября судно вышло из Рейкьявика и направилось на юго-восток в направлении подводной возвышенности Роколл.

Предполагалось, что на возвышенности Роколл будут проведены работы по изучению мощностей осадочного чехла путем непрерывного сейсмического профилирования и драгировки на обнажениях коренных пород. Однако к моменту подхода «Академика Курчатова» к району возвышенности Роколл погода резко ухудшилась, ветер достигал ураганной силы. Преодолевая шторм, судно направилось далее на юго-восток в порт Брест (Франция), где к нашей экспедиции должна была присоединиться группа французских ученых.

«Академик Курчатов» прибыл в Брест 15 октября. 16 октября состоялась встреча руководства экспедиции с руководством Океанологического центра Бретани — директором центра Шовеном и его заместителем профессором Лё-Пишоном, а также представителем Французского нефтяного института (г. Мальмезон) профессором Шоле. Во время этой встречи была обсуждена и согласована программа совместных работ в Бискайском заливе «Академика Курчатова» с французскими судами — «Жан Шарко» (Океанологический центр Бретани) и «Флоранс» (Французский нефтяной институт). Вечером французские ученые осмотрели «Академика Курчатова». На борт судна для участия в работах в Бискайском заливе прибыла первая группа французских ученых: А. Тома и А. Моффре (Парижский университет), А. Рикур (Французский нефтяной институт) и А. Руссо (Ренский университет).

16 октября «Академик Курчатов» покинул порт Брест и направился на юг, в центральную часть Бискайского залива, ведя попутную геофизическую съемку, включая непрерывное сейсмическое профилирование. Встреча с французскими судами «Жан Шарко» и «Флоранс» была назначена на 20 октября в южной части Бискайского залива близ северо-западной оконечности Пиренейского полуострова. До этого «Академик Курчатов» должен был провести исследования на шестом полигоне на подводной Бискайской горе в центральной части Бискайского залива.

18 октября «Академик Курчатов» вышел на подводную Бискайскую гору и приступил к исследованиям на шестом полигоне (станция 445) (рис. 11). Работы на этом полигоне включали комплексную геофизическую съемку западной половины горы (восточная была ранее подробно исследована английскими учеными), глубинное сейсмическое зондирование по разрезу широкого направления, геотермические наблюдения и драгировки. Работы были закончены 20 октября, и судно направилось в точку встречи с французским судном «Жан Шарко». Встреча эта состоялась вечером того же дня, на этом судне прибыли для координации совместных работ французские ученые профессора Мартинне и Пото, а также румынский ученый доктор Панин (участвовавший в экспедиции на «Жане Шарко»). Соответственно для координации работ с «Академиком Курчатовым» на борт «Жана Шарко» перешли сотрудники советской экспедиции Б. Я. Карп, В. В. Здравенин и А. М. Сагалевич. В точке встречи двух судов были проведены некоторые наблюдения (станция 446). Руководством обеих экспедиций еще раз были внесены уточнения в план совместных работ, после чего в тот же вечер суда разошлись для раздельного следования (с целью охвата геофизической съемкой возможно большей акватории) в точку встречи со вторым французским судном «Флоранс» близ подножия материкового склона Пиренейского полуострова в районе порта Ла-Корунья (Испания).

21 октября «Академик Курчатов» вышел в район предстоящих совместных исследований. В экспедиции «Академика Курчатова» этот район был обозначен как седьмой полигон (станция 447) (рис. 12), хотя исследования

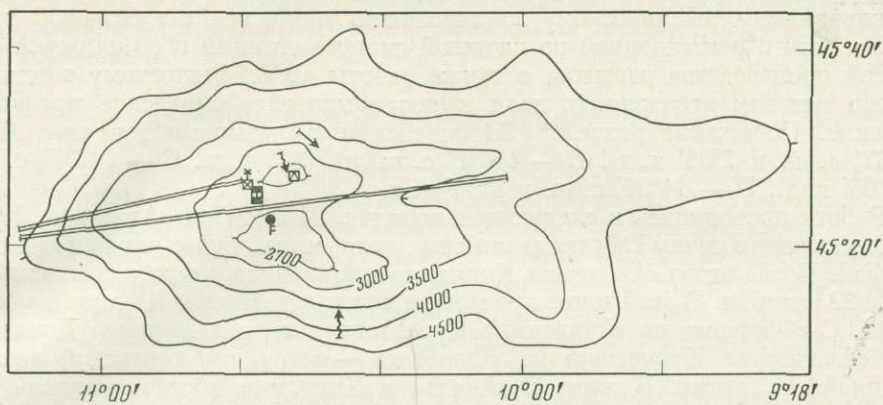


Рис. 11. Наблюдения на полигоне VI
Усл. обозначения см. на рис. 2

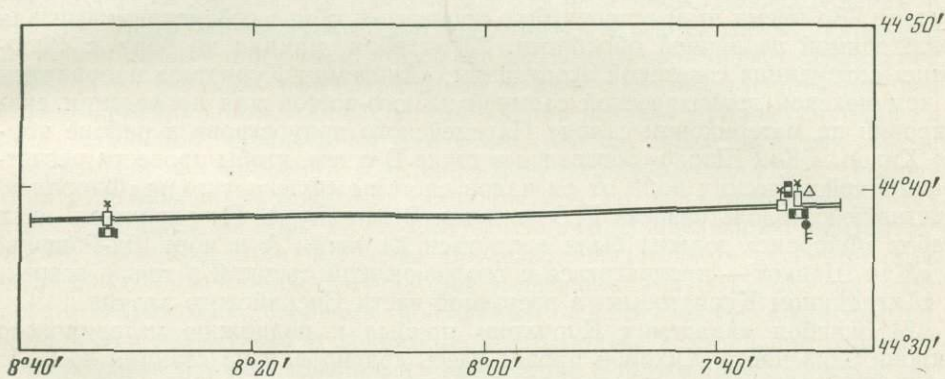


Рис. 12. Наблюдения на полигоне VII
Усл. обозначения см. на рис. 2

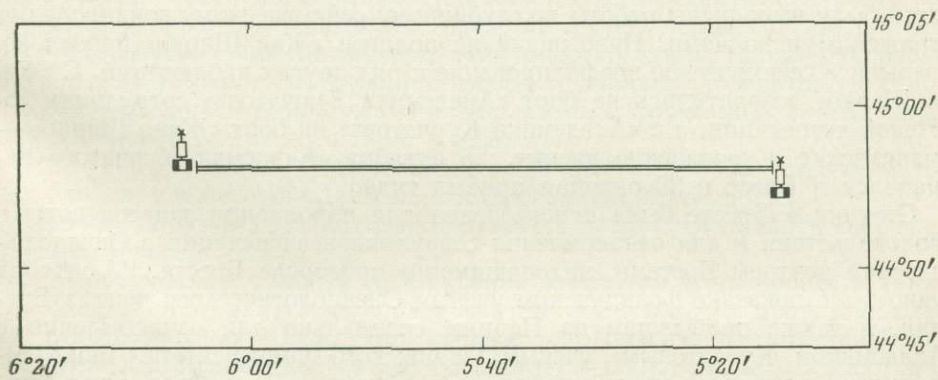


Рис. 13. Наблюдения на полигоне VIII
Усл. обозначения см. на рис. 2

в этом районе отличались от обычной схемы работ на полигонах во всей предыдущей части плавания. Здесь проводились исключительно работы по глубинному сейсмическому зондированию вдоль разреза большой протяженности с регистрацией по сложной системе станций и со сложной системой производства взрывов, а также работы по сейсмическому зондированию методом отраженных волн и непрерывное сейсмическое профилирование. Положение разреза ГСЗ определялось четырьмя точками: А — $44^{\circ}37'$ с. ш. и $7^{\circ}05'$ з. д., В — $44^{\circ}37'$ с. ш. и $7^{\circ}35'$ з. д., С — $44^{\circ}37'$ с. ш. и $8^{\circ}05'$ з. д., D — $44^{\circ}37'$ с. ш. и $8^{\circ}35'$ з. д.

Работа проводилась в следующем порядке. 21 октября «Академик Курчатов» вышел в точку D и поставил там заякоренный буй с донным сейсмографом. После этого «Академик Курчатов» направился в точку В и прибыл в нее 22 октября. В этой точке произошла встреча с «Жаном Шарко» и «Флоранс». С «Флоранс» на «Академика Курчатова» перешел инженер Донасье, а с «Академика Курчатова» на «Флоранс» — сотрудник советской экспедиции А. И. Коган. В точке В «Академик Курчатов» поставил второй заякоренный буй с донным сейсмографом и радиоакустический буй. После этого «Флоранс» вышла в точку С и находилась там в положении приема. «Академик Курчатов» двинулся со взрывами из точки В в точку С и далее в точку D, где был поднят донный сейсмограф и буй, а 23 октября судно возвратилось в точку В, где вновь встретилось с обоими французскими судами. Во время этой встречи был произведен обмен сейсмограммами для необходимой первичной обработки. 23 октября, приняв на борт с «Флоранс» сотрудника советской экспедиции, «Академик Курчатов» направился с комплексной геофизической съемкой на юго-восток для проведения драгировки на материковом склоне Пиренейского полуострова в районе порта Хихон. «Жан Шарко» оставался в точке В с тем, чтобы провести регистрацию сейсмических волн от сигналов системы «Флексотир» на «Флоранс», двигавшейся вдоль разреза ГСЗ от точки В в точку А. По окончании этих работ «Флоранс» должна была вернуться из точки А в порт Ла-Рошель, а «Жан Шарко» — продвигаться с геофизической съемкой в точку встречи с «Академиком Курчатовым» в восточной части Бискайского залива.

24 октября «Академик Курчатов» прибыл к подножию материкового склона близ порта Хихон и провел здесь драгировку на станции 448. По окончании работ на этой станции судно двинулось на север с остановками на станциях 449 и 450, где проводились геотермические наблюдения (впервые в Бискайском заливе).

24 октября «Академик Курчатов» прибыл в восточную часть ложа Бискайского залива и начал работы на восьмом полигоне (станция 451) (рис. 13). Здесь были выполнены работы по глубинному сейсмическому зондированию отраженными волнами. Прибывший на полигон «Жан Шарко» провел непрерывное сейсмическое профилирование и ряд других наблюдений. С «Жана Шарко» возвратились на борт «Академика Курчатова» сотрудники советской экспедиции, а с «Академика Курчатова» на борт «Жана Шарко» — французские и румынские ученые. 25 октября «Академик Курчатов» направился в Брест и 26 октября прибыл туда.

Стоянка в Бресте была использована для пополнения запасов воды и продовольствия и для ознакомления сотрудников экспедиции с Океанологическим центром Бретани, находящимся в пригороде Бреста. 27 октября судно было показано французским ученым Океанологического центра Бретани, а также прибывшим из Парижа специально для ознакомления с «Академиком Курчатовым» ученым Парижского университета, Бюро геологических работ и морской геологической станции Виль Франш-сюр-Мер. 28 октября участники экспедиции совершили экскурсию по северо-западной части Бретани, собрали образцы горных пород, провели опорные гравиметрические наблюдения. В тот же день «Академик Курчатов» вышел из порта Брест в море.

29 октября «Академик Курчатов» прошел пролив Ла-Манш и 30 октября — Северное море. 31 октября судно прибыло на рейд порта Варнемюнде, а 2 ноября — в Калининград. На этом был завершён 6-й рейс «Академика Курчатова».

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате работ, проведенных в 6-м рейсе «Академика Курчатова», были получены сведения о тектонике рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, о соотношениях структуры этого хребта с другими тектоническими системами океана, о веществе земной коры и верхней мантии в области рифтовой зоны, о природе магнитных аномалий.

В общем комплексе данных и выводов, которые можно сделать на их основе, выделяются три основные группы сведений: 1) о тектонике, 2) о природе магнитных аномалий и 3) о рудообразовании.

Сведения о тектонике рифтовой зоны и Срединно-Атлантического хребта. Полученные данные подтверждают вывод о блоковой, мозаичной структуре рифтовой зоны, сделанный ранее в результате исследований Срединно-Индокоеанского хребта. Рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта также свойственна блоковая, мозаичная структура: земная кора и здесь представляет собой как бы мозаику блоков различного происхождения и возраста. Часть блоков имеет структуру типичную или близкую к типичной для коры океанического типа, тогда как другая часть обладает структурой аномальной, могущей рассматриваться в качестве свойственной верхней мантии. Признаки поднятия глубинных границ раздела и самого глубинного вещества мантии, характерные для таких блоков, привели в свое время в результате исследований Срединно-Индокоеанского хребта к выводу о протрузивном происхождении таких блоков, т. е. о тектоническом вторжении их в пределы коры из глубин мантии. Признаки такого же протрузивного происхождения получены для мантийных блоков рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта: они заключаются в особенностях топографии, глубинного строения по данным сейсмического зондирования, аномального магнитного и гравитационного полей, в характере распределения величин теплового потока из недр Земли, а также в особенностях петрографической характеристики различных блоков.

Эта последняя особенно важна для понимания процессов развития структуры рифтовой зоны.

Весьма типично, что при драгировках в рифтовой зоне обычно в каждой драге бывают получены образцы одного из двух преобладающих комплексов пород: относительно древнего, представленного перидотитами, обычно более или менее серпентинизированными гарцбургитами, иногда, впрочем, почти неизменными, с интрузиями габбро и дайками долеритов, и относительно молодого, представленного базальтами в форме подушечных лав, большей частью толентового типа, и габбро.

Нетрудно распознать существование в рифтовой зоне четко оконтуриваемых блоков, сложенных одним из этих двух комплексов пород.

Процесс образования блоковой структуры можно представить себе следующим образом.

Наиболее важным с нашей точки зрения элементом этого процесса является поднятие глубинного материала мантии Земли в форме протрузий блоков ультраосновных пород. Этот процесс осложнен серпентинизацией перидотитов и выплавлением из них базальтов, а также сильным катаклазом и милонитизацией. Широкое распространение в рифтовой зоне непосредственно на поверхности дна перидотитов, серпентинитов и габбро, встречающихся как на дне и склонах рифтовых ущелий и ущелий трансформирующих разломов, так и на гребнях рифтовых гряд, может быть объяснено определенным механизмом движений. Поднятие глубинных пород

происходит с глубин по крайней мере 25—15 км, судя по петрологическим данным, вытекающим из наблюдаемого химического состава перидотитов, по стабильности намагничности серпентинитов (соответствующей прохождение точки Кюри при температуре 400—450°, отвечающей здесь именно такой глубине) и жесткости магнитных характеристик габбро.

Отсутствие среди перидотитов рифтовой зоны гранатных разностей может быть использовано в качестве признака медленного поднятия, сопровождающегося процессом медленной трансформации гранатных перидотитов в шпинелевый тип гарцбургитов.

Процесс поднятия перидотитов в рифтовой зоне не создает благоприятных условий для нормального развития магматического процесса и для продолжительного существования магматических очагов, необходимого для нормальной дифференциации этих пород. Представление о таких неустойчивых условиях основывается на примитивном и весьма постоянном составе базальтов рифтовой зоны, соответствующем составу средних матричных магм. Базальты рифтовой зоны представлены преимущественно толеитами.

Нам кажется, что в глубинах верхней мантии под рифтовой зоной базальты не успевают выплавиться из-за того, что процесс выплавления происходит одновременно с процессом поднятия материнских ультраосновных пород, у которых при этом нет времени для полной дифференциации.

Более благоприятные условия для длительного существования магматических очагов и более полной дифференциации мантийных пород характерны для склонов срединно-океанического хребта, лежащих уже за пределами рифтовой зоны, где уже наблюдаются хорошо развитые высокие вулканические конусы, а базальтовые лавы по своему составу отвечают более полной дифференциации. Особенно же благоприятными являются условия развития магматических очагов и дифференциации мантийных пород в области океанических плит, кора которых жестко спаяна с мантией и, несмотря на латеральные смещения плит, не испытывает смещения относительно магматических очагов, питающих ее базальтовыми выплавками.

Процесс поднятия ультраосновных пород из глубин мантии сопровождается интенсивным катаклизом и милонитизацией, а также контактными метаморфизмом пород вдоль границ различных петрографических блоков и региональным метаморфизмом в подошве относительно стабильных блоков коры, имеющих более древнее происхождение.

Поднятие глубинных мантийных пород ведет, естественно, к *раздвижению более древних блоков* океанского дна в рифтовой зоне и в целом в области Срединно-Атлантического хребта, вызывая местами пододвигание плит литосферы под массивы материков, местами — латеральные смещения материков вместе с жесткими плитами океанической литосферы. Латеральные смещения плит, как уже отмечалось, должны сопровождаться продолжающимся выплавлением базальтов из области верхней мантии. Этим, по-видимому, следует объяснять наблюдаемое в области склонов Срединно-Атлантического хребта сглаживание рельефа не только осадочным покровом, но и лавовыми покровами.

Интересным является вопрос о том, какой элемент движения играет наиболее важную и активную роль в формировании структуры рифтовой зоны: протрузии глубинного мантийного вещества и вызываемое этим латеральное смещение коровых блоков или растяжение коры, сопровождающееся изостатическим поднятием глубинного материала в форме тектонических протрузий и даек расплавленного лавового материала, заполняющих трещины растягивающейся коры. Если придавать должное значение таким наблюдаемым фактам, как интенсивный катаклизм и милонитизация ультраосновных пород, интенсивный контактный динамометаморфизм, локализация сейсмической активности в узкой рифтовой зоне, то создает-

ся впечатление скорее о преобладающей и активной роли протрузий глубинного мантийного вещества.

В целом этот сложный процесс формирования весьма характерной блоковой структуры и специфической магматической формации рифтовой зоны может быть назван *георифтогенальным процессом*, определяющим тектоническое развитие *георифтогенали*.

Вопрос о причинах развития георифтогенального процесса заставляет обращаться к явлениям, протекающим в глубинах земной оболочки. Как известно, многие исследователи считают возможным использовать представления о тепловой конвекции мантийного вещества как первопричине процесса развития рифтовых зон. Многие исследователи вместе с тем считают развитие тепловой конвекции в стратифицированной оболочке Земли невозможным или ведущим к созданию сил, недостаточных для наблюдаемых деформаций и смещений плит литосферы. Наиболее перспективным представляется нам направление мысли, сформулированное в свое время Ван-Беммеленом, продолжавшее развиваться Е. В. Артюшковым и в самое последнее время интенсивно развиваемое в Институте океанологии О. Г. Сорохтиным. Это направление видит причины поднятия масс глубинного вещества мантии в рифтовых зонах в гравитационной конвекции, вызываемой фазовыми переходами и дифференциацией вещества на границе ядра Земли и нижней мантии.

Структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в одном отношении несколько проще, чем структура рифтовой зоны Срединно-Индоканского хребта. Поперечные трансформирующие разломы Срединно-Атлантического хребта пересекают рифтовую зону под почти прямым углом, и поэтому в морфологии хребта различать рифтовые ущелья от ущелий трансформирующих разломов значительно проще, и проще понять связь тех и других с особенностями структуры физических полей, петрографии магматических пород и т. д. В частности, например, более понятными становятся структурное положение обнажений коренных пород ультраосновного состава, а также причина различия глубин рифтовых ущелий и ущелий трансформирующих разломов.

Комплексная геофизическая съемка по разрезу от Ла-Манша до рифтовой зоны в районе Азорских островов, а также по разрезу-геотраверзу Дакар — Нью-Йорк показала, что в морфологии дна океана, в структуре коренных пород, погребенных частично осадками, и структуре физических полей заметны различия между областью Срединно-Атлантического хребта и примыкающими к нему с востока и запада плитами океанического ложа. Можно предполагать, что такие структурные различия в латеральном направлении вызываются скорее различиями процессов, образовавших эти структурные области, нежели различиями возраста структур, формировавшихся одним и тем же процессом (например, рифтогенальным). Весьма возможно, что формирование плит, несущих острова Зеленого мыса и Канарские в восточной части океана и Бермудские острова в западной, происходило путем, сходным с образованием плато Блейк и возвышенности Роккол. Возникает вопрос, является ли процесс формирования таких плит следствием георифтогенального развития Срединно-Атлантического хребта или это процессы независимые?

Сведения о природе магнитных аномалий. С представлениями о петрографии коренных пород рифтовой зоны тесно соприкасаются данные о природе линейных аномалий магнитного поля и представления о темпах расширения дна океана.

Как известно, наиболее популярной сейчас в этом вопросе является идея, выдвинутая в свое время Вайном и Мэттьюзом и основанная на предположении, что магнитные аномалии в рифтовой зоне создаются в результате осевых интрузий или эффузий базальтовых лав, фиксирующих в своей намагниченности существовавшую в момент излияния полярность маг-

нитного поля Земли. Поскольку известно, что на протяжении истории Земли полярность намагниченности ее испытывала инверсии, то можно предполагать, что в целом система линейных магнитных аномалий срединно-океанических хребтов, развившаяся в результате последовательных эффузий базальтовых лав в осевой трещине хребта, разрывов этих эффузивных тел и раздвижения их в стороны, отражает темп их латерального смещения и расширения океанической коры.

В ходе исследований рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в 6-м рейсе «Академика Курчатова» были получены некоторые интересные данные по природе магнитных аномалий:

1. Во всех случаях не было возможности установить прямую корреляцию между топографией дна, сложенного на поверхности преимущественно базальтовыми лавами, и аномалиями магнитного поля. Резко выраженная корреляция наблюдается лишь в области ущелий трансформирующих разломов, вызывающих столь же резкое смещение линейных аномалий.

2. Измерения интенсивности остаточной намагниченности базальтов, выполненные Д. И. Печерским и Е. Г. Мирлиным, дали высокие величины — до 0,006 единицы международной системы. Если использовать интенсивность остаточной намагниченности такого порядка ($3-6 \times 10^{-3}$) для расчета магнитного эффекта слоя базальта, верхняя поверхность которого соответствует топографической поверхности дна, а нижняя — некой горизонтальной поверхности на максимальной глубине рифтовых ущелий, то амплитуда будет порядка 400—700 гамм. А это означает, что все неровности рельефа в рифтовой зоне должны были бы создавать магнитный эффект, сопоставимый с наблюдаемыми аномалиями, и что при этом должна была бы наблюдаться корреляция с топографией дна. Однако такой корреляции не наблюдается.

3. Исследования образцов базальтов из рифтовой зоны, выполненные теми же сотрудниками экспедиции, позволили определить полярность намагниченности. Измерялась вертикальная компонента (наклонение), и для 24 больших фрагментов базальта, добытых с различных глубин, была определена инверсия полярности. Прямая полярность оказалась свойственной для образцов, добытых на глубинах ущелий от 0 до 2,5 км, а обратная полярность — для образцов с глубин ущелий от 3 до 5 км. Можно предположить, что в одном и том же месте практически были встречены базальты различного возраста, залегающие в виде стратифицированной толщи, образующей верхнюю часть коры. Можно думать, что в таком случае эффект магнитизации верхней толщи коры должен быть очень малым.

4. Вместе с тем не меньшая интенсивность намагниченности оказалась типичной для серпентинитов. Определенная для ряда образцов намагниченность варьировала от 0 до 0,01, а средняя для многочисленных образцов составила $5-7 \times 10^{-3}$.

5. Габбро во всех случаях оказалось практически немагнитным.

6. Если мы откажемся от намерения объяснить происхождение магнитных аномалий магнитовозмущающими телами, лежащими в пределах верхней толщи коры, и попытаемся искать такие тела в нижней ее толще и в верхней мантии, то встретим там серпентинизированные перидотиты и габбро. Чередование блоков интенсивно намагниченных серпентинитов и немагнитных габбро может, как нам кажется, создать условия для образования магнитных аномалий, подобных наблюдаемым. Эта идея не исключает предложенной ранее идеи Вайна — Мэттьюза, но лучше согласуется с наблюдаемыми данными о блоково-мозаичной структуре рифтовой зоны. Если эта идея верна, то общие представления о темпах расширения дна океана должны быть изменены в сторону более низких скоростей, отражающих скорость образования протрузий ультраосновных пород, а не покрывающих их эффузий базальтовых лав, формирующихся с определен-

ным запаздыванием во времени и продолжающих развиваться и после образования протрузий, в процессе их латерального смещения.

Сведения о рудообразовании в рифтовой зоне. При изучении рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в 6-м рейсе «Академика Курчатова» были получены данные о проявлении фумарольной деятельности мантии, вызывающей обогащение поднятых к поверхности мантийных пород литофильными элементами-примесями. Со дна и склонов ущелий трансформирующих разломов рифтовой зоны были подняты многочисленные образцы пород, свидетельствующие об активной гидротермальной деятельности, сопровождающейся привносом рудных компонентов.

По определениям В. Л. Барсукова и Л. В. Дмитриева, среди обнаруженных пород присутствуют сильно катаклазированные гарцбургиты и лерцолиты, прошедшие стадию интенсивного гидротермального метасоматоза карбонатной стадии. В составе этих пород в большом количестве содержится кальцит, хлорит и сульфиды железа. По предварительным данным, полученным в рейсе, эти перидотиты и продукты их изменения содержат $1-2,6 \times 10^{-5}\%$ ртути (при среднем содержании ртути в обычных ультраосновных породах $1 \times 10^{-7}\%$).

В тяжелой фракции шлиха, полученного из проб донных осадков, в значительном количестве присутствуют апатит и топаз и в заметном количестве флюорит, везувиан и турмалин, свидетельствующие о существовании здесь и более высокотемпературных стадий фумарольной деятельности, сопровождающихся выносом рудных элементов (до $10^{-1}\%$ цинка и др.).

В колонках осадков присутствуют также кальцит и сульфиды железа, причем их распределение неравномерно и пространственно совмещено во времени с отложением пирокластического материала. Эти прослои осадка также характеризуются повышенным содержанием ртути ($6-16 \times 10^{-5}\%$).

Обнаружение в георифтогенах, вне пределов развития сиалической коры, проявлений фумарольной деятельности, сопровождающейся выносом щелочей, галоидов, углекислоты и рудных элементов, выдвигает новый аспект изучения рифтовых зон океанов в плане выявления роли мантийного вещества как источника рудного вещества.

Это приобретает важное значение и потому, что в последние годы на материках получается все больше данных о зависимости характера магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации от особенностей развития блоковой тектоники отдельных регионов в периоды их тектонической активизации. Влияние различных типов структур земной коры на особенности металлогении отдельных регионов, по-видимому, тесно связано не только с особенностями формирования отдельных структурно-фациальных зон, но и с мощностью земной коры и глубиной заложения рудопоподводящих разломов.

В этой связи изучение мантийного материала, вскрываемого в георифтогенах, и приуроченного к ним вулканизма и фумарольной деятельности, лишенных осложняющего влияния сиалической материковой коры, приобретает первостепенное значение не только для познания общих закономерностей эволюции нашей планеты и формирования ее оболочек, но и для решения важной практической проблемы геологии — проблемы источника рудного вещества и механизма рудообразования.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РИФТОВОЙ ЗОНЫ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Рифтовая зона на дне океана имеет очень сложное тектоническое строение, что непосредственно отражается в подводном рельефе. Поэтому для ее изучения и познания закономерностей морфоструктуры необходимы детальные исследования. К настоящему времени благодаря работам многочисленных экспедиций в Атлантическом океане основные черты строения Срединно-Атлантического хребта и его рифтовой зоны достаточно хорошо известны. Однако в связи с тем, что почти все эти работы были приурочены к редко расположенным трансокеанским разрезам и преследовали цель общего изучения рельефа дна океана, многие детали в строении рифтовой зоны, имеющие важное значение, ускользали от внимания исследователей. Только в последние годы в практику геолого-геофизических работ в океане стала внедряться методика полигонных исследований, то есть детальных площадных съемок отдельных, заранее намеченных участков, рассматриваемых в качестве «ключевых» для изучения строения рифтовой зоны в целом. Советские исследователи выполнили такие работы в рифтовой зоне Индийского океана на судах «Витязь» и «Академик Курчатов», а американские исследователи провели ряд полигонных работ на Срединно-Атлантическом хребте, например, в районах 22—23° с. ш. и 45—46° с. ш. (Van Andel, Bowin, 1968; Loncarevich et al., 1966).

В 6-м рейсе «Академика Курчатова», проходившем в Атлантическом океане, наряду с широким комплексом геолого-геофизических работ были выполнены детальные съемки подводного рельефа на нескольких полигонах, три из которых располагались в рифтовой зоне. В результате проведенных работ были получены новые данные, позволяющие уточнить и в ряде вопросов по-новому осветить морфоструктуру рифтовой зоны.

Два полигона, перекрывающие друг друга и сливающиеся по существу в один район, располагались несколько севернее Азорских островов. Сведений о строении дна этого района было мало. Судя по последней физиографической карте американских исследователей (Heezen, Tharp, 1968), здесь предполагалось наличие слабо выраженного поперечного желоба. По более ранним работам и батиметрическим картам считалось, что подводный рельеф здесь сравнительно простой, а о поперечном желобе вообще не было известно (Затонский, 1965; Ильин, 1960; Heezen et al., 1959). Выполненные в 6-м рейсе «Академика Курчатова» исследования позволили точно установить наличие здесь поперечного желоба, являющегося морфологическим выражением разлома земной коры, по которому происходит смещение соседних рифтовых структур и присущих им геофизических характеристик на расстояние около 15 миль. Было предложено назвать эту структуру разломом Курчатова.

Еще один полигон был выполнен в районе параллели 30° с. ш. Изученность этого района благодаря работам американских исследователей значительно выше. Здесь ранее был обнаружен крупный поперечный разлом, выраженный в виде глубокого желоба, названного по имени исследователя

ского корабля «Атлантис» (Heezen, Thagr, 1965, 1968). Проводились различные геолого-геофизические работы, позволившие осветить в основных чертах строение рифтовой зоны, однако планомерных детальных съемок не было выполнено. Поэтому работы «Академика Курчатова» явились существенным дополнением к имевшимся данным и позволили более правильно осветить морфоструктуру этого района.

Методика исследований подводного рельефа на полигонах была в общем однотипной. Вначале выполнялось несколько рекогносцировочных галсов с целью установить положение рифтовой долины и поперечного желоба, то есть наиболее характерных форм рельефа, относительно которых затем планировались и ориентировались галсы систематической съемки. После этого выставлялись якорные маркерные буи (не менее трех для каждой съемки), положение которых определялось как среднее из нескольких астрономических обсерваций по звездам. Буи выставлялись на расстояниях не более 20 миль, чтобы обеспечить одновременную радиолокационную видимость двух соседних буюв. Таким образом, получалась жесткая система связанных между собой буюв, служивших опорными ориентирами, по которым определялось (радиолокационным способом) положение судна во время выполнения съемки и других работ на полигоне. После завершения съемки производилась увязка всех галсов и составлялся планшет съемки.

Галсы систематической съемки располагались вкрест простиранию основных форм рельефа. Длина галсов колебалась в пределах 30—40 миль, а расстояние между ними составляло 3—5 миль. Кроме того, выполнялись контрольные галсы, пересекающие сетку основной съемки, а также велся промер на переходах во время сейсмических работ и драгировок.

Для измерения глубин и записи рельефа дна во время съемки использовались эхолоты МС-26К с регистрацией на прецизионный самописец «Ладога». При выполнении станционных работ и драгировок запись велась с помощью гидролокатора ХАГ-401.

По полученным материалам были построены профили дна и составлены подробные батиметрические карты полигонов. Расчет расстояний и скорости корабля при построении профилей производился при помощи судовой ЭЦВМ «Минск-2» по стандартной программе «Профиль». Во время нанесения на профиль глубин, снятых с эхолотных лент, вводилась поправка на скорость звука в воде, определяемая по таблицам Мэттьюза (Matthews, 1939). Остальные поправки были незначительны, поэтому их не учитывали. Профили строились в соотношении горизонтального и вертикального масштабов 1 : 37.

Измеренные глубины, снятые через равные интервалы (обычно через 5 мин хода судна), а также отличительные глубины были разнесены на планшеты съемки в масштабе 1 : 250 000. На основании профилей дна на планшетах вначале была намечена общая схема расположения и простирания основных форм рельефа, а затем было выполнено окончательное составление батиметрических карт. Учитывая сложность подводного рельефа рифтовой зоны и недостаточно полное покрытие площади полигонов галсами съемки, изобаты на картах были проведены через 250 м. Однако и такого сечения изобат оказалось вполне достаточно для выявления особенностей строения подводного рельефа исследованных районов.

Ниже излагаются результаты анализа полученных материалов. Описание их ведется отдельно по двум районам рифтовой зоны, в которых работал «Академик Курчатов».

РАЙОН РАЗЛОМА КУРЧАТОВА

В районе севернее Азорских островов, как указывалось выше, было сделано два полигона, перекрывающих друг друга. Систематическая съемка рельефа дна имеет протяженность до 1200 миль, а вместе с дополнительным промером на переходах общая длина непрерывного промера достигает почти

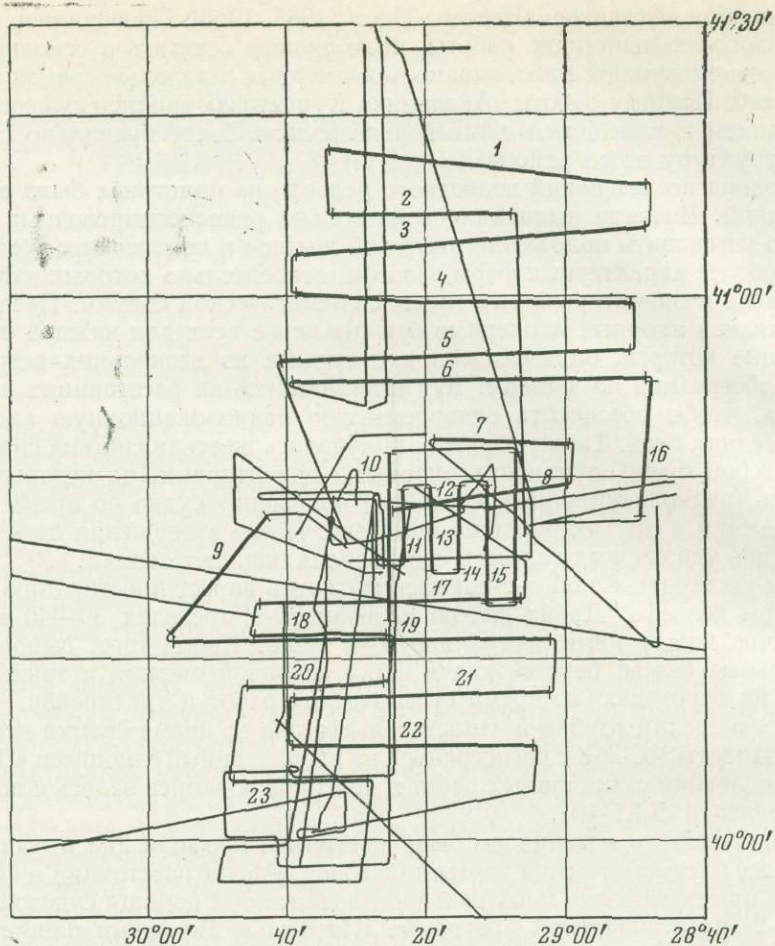


Рис. 14. Галсы эхотного промера в районе разлома Курчатова

Утолщенными линиями с цифрами показано положение профилей дна, приведенных на рис. 16

1700 миль (рис. 14). Покрытая съемкой площадь составляет примерно 4 тыс. кв. миль (7,4 тыс. км²). Батиметрическая карта составлена на более обширную территорию, так как были использованы также довольно многочисленные отметки глубин с морских навигационных карт, и охватывает площадь почти в 6 тыс. кв. миль (рис. 15).

Исследованный район занимает осевой участок рифтовой зоны шириной до 60 миль, тогда как вся рифтовая зона здесь имеет ширину более 100 миль. На широте 40° 35' ее пересекает поперечный разлом Курчатова. К северу и югу от него в меридиональном направлении протягиваются рифтовые долины и окаймляющие их рифтовые гряды. Характер их рельефа меняется от места к месту, что создает в целом мозаичность строения рифтовой зоны.

В северной части района рифтовая долина представляет собой довольно широкую депрессию со ступенчатыми склонами, а днище ее осложнено сериями продольных гряд (рис. 16). Ширина наиболее глубоких участков днища долины составляет не более 1 мили, а с учетом продольных гребней и отделяемых ими боковых ложбин ширина днища достигает местами 10 миль. Ступени на склонах имеют небольшие размеры и располагаются на различных глубинах, не выдерживающихся даже на соседних профилях. Это свидетельствует о структурно-тектонической природе этих ступеней, образованных на сбросовых уступах рифтовой долины. Крутизна склонов долины

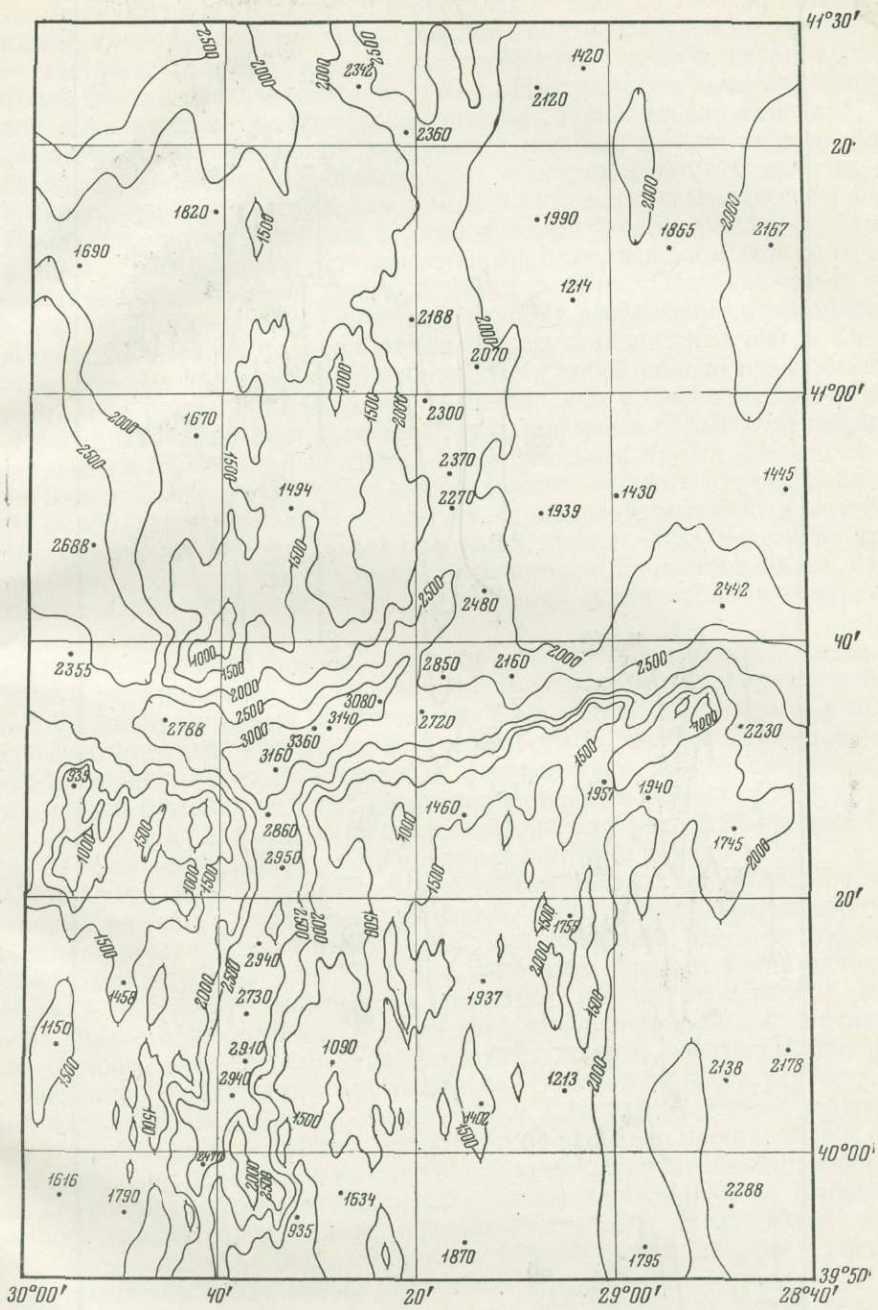
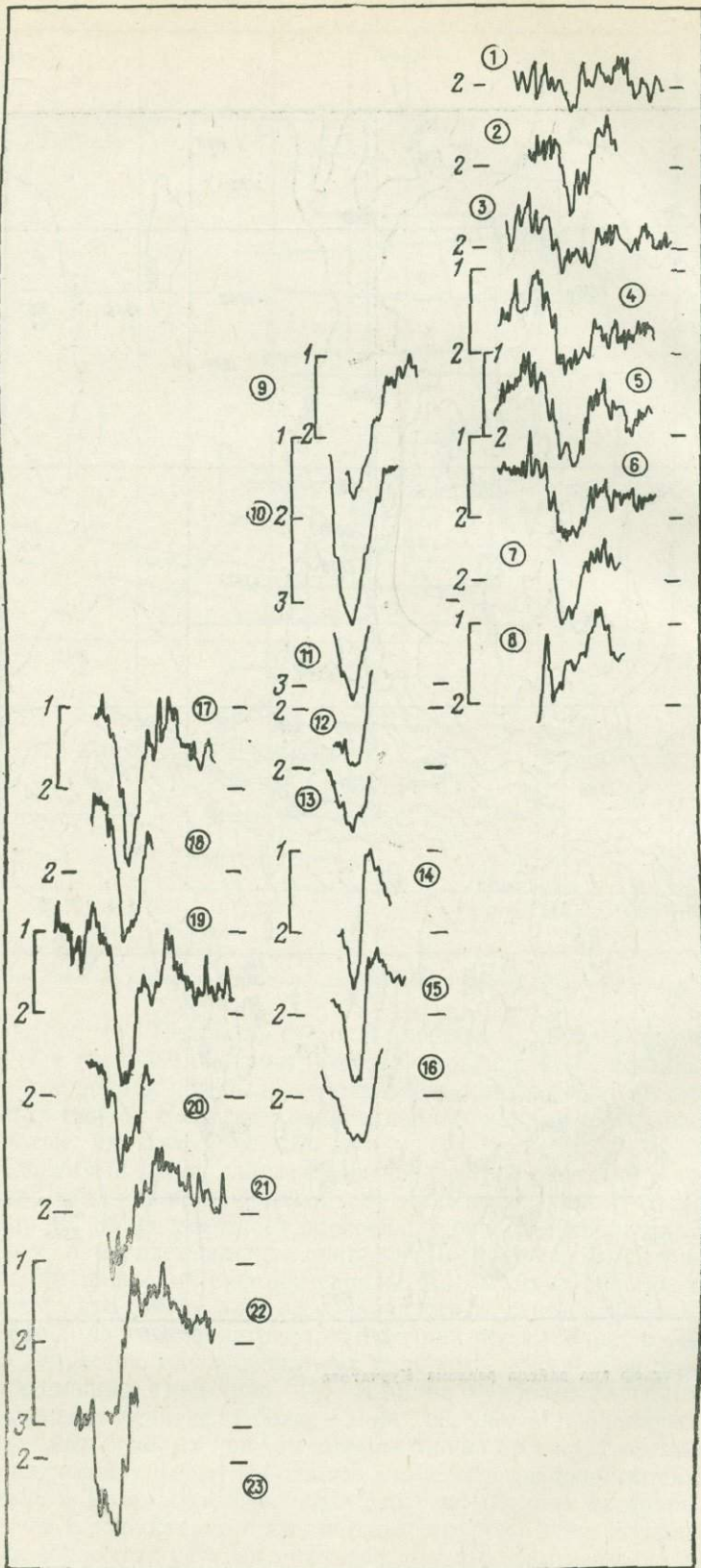


Рис. 15. Рельеф дна района разлома Курчатова



составляет 7—12°, а на отдельных уступах достигает более 20°. Продольные гребни на ее дне имеют высоту до 200—300 м. Максимальные глубины вдоль днища долины колеблются в пределах от 2300 до 2600 м, причем наименьшие глубины приурочены к участкам, сильно расчлененным продольными гребнями. Только на юге, вблизи поперечного желоба, глубина днища рифтовой долины увеличивается до 2900 м. На самом севере исследованного района появляется вторая рифтовая долина, параллельная основной, которая затем, судя по тенденции ее развития, целиком сменяет первую. Здесь видно эшелонированное сочленение двух участков рифтовой долины, что характерно, как мы считаем, для всей рифтовой зоны Атлантического океана. По обе стороны от рифтовой долины в северной части района простираются сильно расчлененные поверхности, представляющие собой сплошное чередование остроконечных пиков и узких ложбин. Преобладающие глубины составляют здесь 1600—1900 м, а глубина расчленения в основном не превышает 200—300 м, только в отдельных случаях достигая 500 м. По характеру рельефа эти поверхности напоминают собой сильно раздробленное высокогорное плато. Как известно, американские исследователи считают, что такое плато окаймляет с обеих сторон рифтовые гряды и непрерывно протягивается вдоль всего Срединно-Атлантического хребта (Heezen et al., 1959; Heezen, Ewing, 1963). Наши данные свидетельствуют, что расчлененное плато может непосредственно граничить с рифтовой долиной, а изучение других материалов по остальным районам Срединно-Атлантического хребта приводит к выводу, что эта геоморфологическая провинция имеет, как и другие основные формы рельефа, прерывистое строение по простирацию хребта.

Вблизи поперечного желоба, особенно к западу от рифтовой долины, поверхность расчлененного плато северной половины исследованного района сменяется зоной типичных рифтовых гряд. Последние выражены в рельефе в виде вытянутых по простирацию хребта блоков, склоны и вершины которых осложнены мелким вторичным расчленением. Отдельные вершины таких блоков к западу от рифтовой долины поднимаются до уровня глубин менее 1000 м. Но наиболее четко блоковый характер рельефа рифтовых гряд виден в южной части района, которую мы рассмотрим ниже.

Поперечный желоб, являющийся морфологическим выражением трансформного разлома Курчатова, наиболее развит на участке между подходящими к нему с севера и юга рифтовыми долинами. Здесь он достигает максимальной глубины — до 3360 м, а долина его образует узкие (шириной не более 1—1,5 мили) выровненные площадки, вытянутые цепочкой вдоль желоба. Далее в обе стороны от этого участка глубины в желобе начинают резко уменьшаться, дно его перегораживают пороги, которые можно рассматривать как границы основного желоба. В западной части глубины над порогом составляют немногим менее 2500 м. Следующая за ним депрессия имеет в отличие от поперечного желоба северо-западное простираение и сливается далее с меридионально вытянутыми продольными ложбинами рифтовой зоны. На востоке глубины над порогом оставляют около 2600 м. После этого порога следует продолжение поперечного желоба с глубинами около 2800 м и выровненным дном, которое постепенно выклинивается к востоку и затем сменяется продольными рифтовыми структурами.

Эти факты свидетельствуют, что поперечный желоб как форма рельефа развит только в пределах рифтовой зоны, не достигая ее внешних границ и не переходя, тем более, на фланги хребта в отличие от того, что рисуется на физиографической карте Б. Хизена и М. Тарп. Длина желоба составляет около 20 миль. Боковые склоны поперечного желоба имеют ясно выражен-

Рис. 16. Профили дна района разлома Курчатова

ное глыбовое расчленение за счет выступов продольных рифтовых структур. В некоторых местах имеются небольшие (шириной не более 1 мили) ступени, располагающиеся на различных глубинах, закономерности в распределении которых не обнаруживается. Крутизна склонов меняется в широких пределах, от 6 до 20°, а на отдельных уступах достигает более 30°.

К югу от разлома Курчатова рифтовая долина выражена значительно более четко, чем на севере. Глубины в ней достигают 2900—3000 м. Только на самом юге района, вблизи Азорских островов, глубины в долине уменьшаются до 2300 м. Кроме того, здесь видно раздвоение рифтовой долины, аналогично тому, что имеется на севере исследованного района. Склоны рифтовой долины осложнены редкими небольшими ступенями, а в нижних частях встречаются продольные остроконечные гребни высотой 100—300 м. Крутизна склонов велика и достигает 15—20°, местами 30°. Наиболее глубокая часть днища долины имеет ширину не более 0,5—0,8 мили, форма его вогнутая, плоских участков не встречается. Это свидетельствует либо об отсутствии, либо о слабом развитии процессов аккумулятивного выравнивания на дне рифтовой долины.

В обе стороны от рифтовой долины в южной части района располагаются зоны рифтовых гряд, представляющих собой серии вытянутых по простиранию хребта блоков. Ширина этих блоков колеблется в пределах 7—12 миль, а разделяющие их ложбины имеют значительно меньшую ширину — не более 3—5 миль. Высота блоков достигает 300—500 м, местами и более. Их склоны и вершины осложнены вторичным расчленением в виде многочисленных остроконечных пиков высотой 100—200 м. Отдельные вершины, имеющие в основном коническую форму, поднимаются выше и имеют минимальные отметки глубин 600—900 м, тогда как преобладающие глубины над рифтовыми грядами составляют здесь 1200—1600 м. Необходимо подчеркнуть, что наиболее высоко поднятые блоки, как с северной, так и южной стороны, располагаются рядом с поперечным желобом. Это свидетельствует, что именно здесь наиболее сильно проявились дифференцированные тектонические движения, приведшие к таким контрастам подводного рельефа.

РАЙОН РАЗЛОМА АТЛАНТИС

Систематическая съемка подводного рельефа в районе разлома Атлантик выполнена на протяжении около 1000 миль, а вместе с дополнительным промером на переходах общая длина промерных галсов достигает здесь 1500 миль (рис. 17). Покрытая ими площадь составляет 3,6 тыс. кв. миль (6,7 тыс. км²). Составленная по этим материалам батиметрическая карта (рис. 18) охватывает несколько большую территорию, достигающую площади почти 5 тыс. кв. миль.

Ширина исследованного участка составляет здесь 60 миль, то есть немногим более половины всей ширины рифтовой зоны этого района. Полигон занимает осевую часть зоны, где имеются хорошо выраженные поперечный желоб и отходящие от него к северу и югу рифтовые долины. Смещение рифтовых структур по желобу достигает 37 миль.

К северу от поперечного желоба исследованиями был охвачен сравнительно небольшой участок рифтовой зоны. Рифтовая долина, отходящая от восточного конца желоба, направлена прямо на север (рис. 19). У самой северной границы полигона видно некоторое смещение ее оси, свидетельствующее о смене одного отрезка долины другим, расположенным эшелонированно. Глубины дна долины постепенно увеличиваются к югу от 3750 до 4500 м. Склоны долины круты (в среднем 12—15°, местами до 30°) и почти не расчленены. На дне ее прослеживается продольный гребень высотой до 100—150 м, который вблизи поперечного желоба исчезает. Наиболее глубокие участки днища долины имеют вогнутую форму, а ширина их не превышает 0,2 мили.

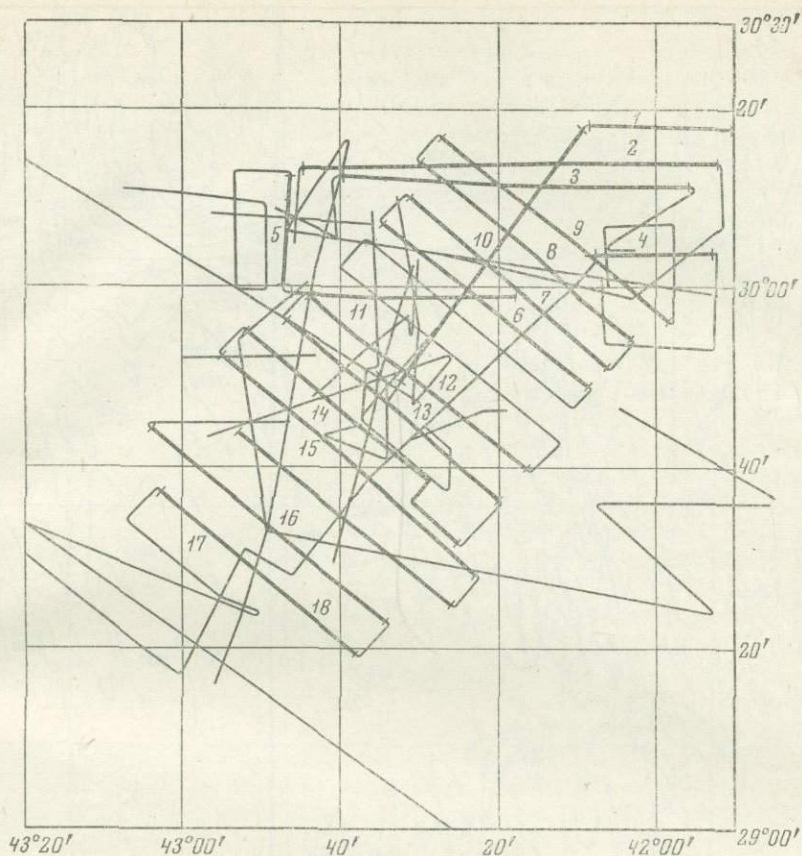


Рис. 17. Галсы эхолотного промера в районе разлома Атлантик

Утолщенными линиями с цифрами показано положение профилей дна, приведенных на рис. 19

Расположенные с обеих сторон от рифтовой долины поверхности имеют ясно выраженное блоковое строение. Это хорошо видно на карте и профилях дна к западу от долины. Блоки вытянуты вдоль простирания хребта, то есть на север. Ширина их составляет 12—15 миль, а высота достигает 700—800 м. Преобладающие глубины над вершинами рифтовых гряд здесь составляют 2000—2500 м. Склоны и вершины блоков осложнены вторичным расчленением в виде остроконечных пиков высотой 100—300 м. Наиболее высокие из этих пиков поднимаются до уровня глубин менее 1500 м. Вблизи сочленения северной рифтовой долины и поперечного желоба возвышается коническая гора со срезанной вершиной, обнаруженная ранее американскими исследователями и названная горой Св. Павла (Heezen, Tharp, 1965). Минимальная глубина над ней, по нашим данным, составляет 850 м. Очевидно, эта гора представляет собой вулканический конус.

Поперечный желоб имеет почти широтное простирание. Он хорошо выражен между рифтовыми долинами, подходящими к нему с севера и юга (см. рис. 19). Глубины в желобе превышают 4500 м, а дно его образует цепь вытянутых котловин с плоским дном, где глубины достигают соответственно 5220, 5250 и 4980 м. Ширина днища в этих котловинах составляет 1—2 мили, тогда как на остальных участках не превышает 0,2—0,3 мили. Длина желоба составляет около 40 миль. Склоны желоба круты (от 8 до 20°) и осложнены в некоторых местах небольшими (шириной около 0,1 мили) ступенями на глубинах 2750, 3000, 4500 м. В плане склоны желоба имеют ясно выраженное глыбовое расчленение за счет выступов блоков рифтовых гряд. На таких

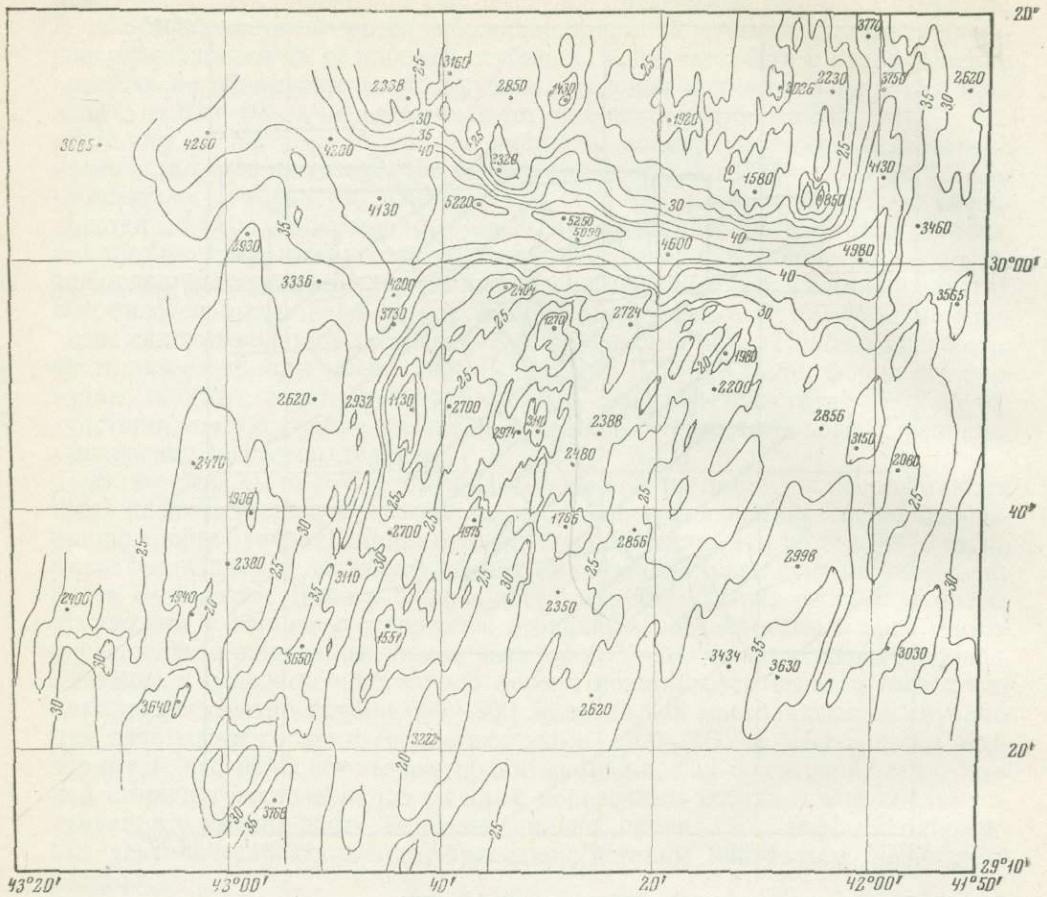


Рис. 18. Рельеф дна района разлома Атлантик
Изобаты указаны в сотнях метров

выступах крутизна склона резко увеличивается, а между ними образуются каньонообразные долины с угловатыми очертаниями.

На востоке, в районе ответвления от него рифтовой долины, желоб оканчивается круто поднимающимся склоном порога, глубины над которым не превышают 3450 м. Далее, за этим порогом, уже нет четко выраженного поперечного желоба, а разлом прослеживается, по данным американских исследователей (Heezen, Tharp, 1965), в виде поперечных уступов, гряд и ложбин. На западе дно желоба также перекрывается порогом с глубинами над ним около 4200 м, вслед за которым прослеживается разветвляющаяся к северо-западу и юго-западу депрессия. Далее она сливается с продольными ложбинами рифтовой зоны. Однако и здесь разлом можно проследить до внешних границ этой зоны по цепи уступов, гряд и ложбин.

К югу от поперечного желоба рифтовые структуры были прослежены на протяжении около 40 миль (см. рис. 19).

Рифтовая долина имеет довольно сложное строение. Ее глубины вначале уменьшаются к югу до 3000 м, а затем снова увеличиваются и достигают более 3700 м. На самом южном конце видно разветвление рифтовой долины на два параллельных отрезка, один из которых затем выклинивается, а второй продолжается далее к югу. На дне долины в средней части, где глубины ее наименьшие, прослеживается серия продольных гребней высотой до 100—200 м. Ширина самой глубокой части днища почти везде не превышает 0,2 мили, а форма его вогнутая, плоских участков не наблюдается. Склоны

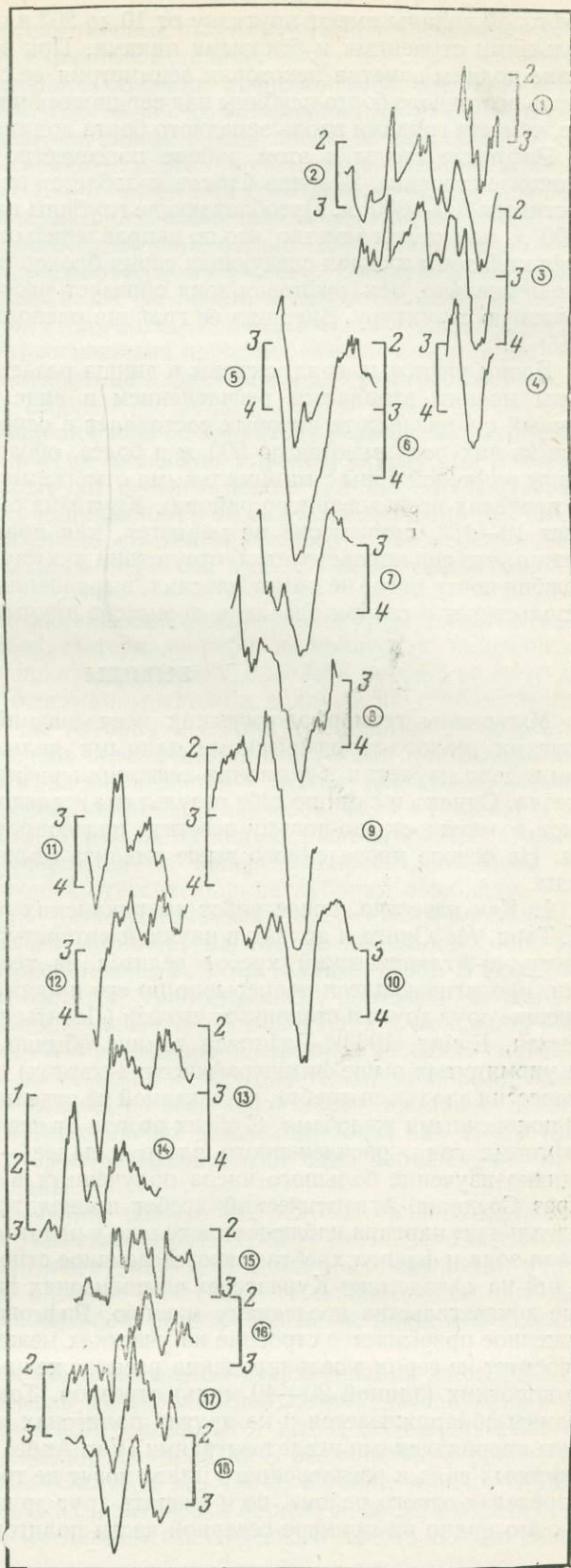


Рис. 19. Профили дна района разлома Атлантик

рифтовой долины имеют крутизну от 10 до 20° и осложнены в ряде мест небольшими ступенями и боковыми пиками. При этом на исследованном отрезке долины заметна некоторая асимметрия ее склонов по высоте, так как вдоль восточного борта глубины над вершинами рифтовых гряд в целом меньше, чем над грядами вдоль западного борта долины.

Рифтовые гряды в этом районе повсеместно имеют ясно выраженное блоковое строение. Ширина блоков колеблется от 7 до 12 миль, а высота их достигает 700—800 м. Преобладающие глубины над ними составляют 2000—2500 м, но в целом заметно, что по направлению от рифтовой долины к краям рифтовой зоны каждая следующая серия блоков располагается все глубже. Следовательно, вся рифтовая зона образует расчлененную на блоки сводообразную структуру. Внешняя ее граница располагается на глубинах около 3600 м.

Блоки рифтовых гряд, склоны и днища разделяющих их ложбин осложнены мелким вторичным расчленением в виде многочисленных острокопечных пиков, высота которых составляет в основном 100—300 м. Некоторые из них поднимаются до 500 м и более, образуя наиболее высокие вершины рифтовой зоны с минимальными отметками глубин 1130, 1270, 1550 м (в пределах исследованного района). Крутизна склонов повсеместно составляет 10—15°, причем она не меняется, как правило, от вершины до подножия, что свидетельствует об отсутствии аккумулятивного шлейфа. Днища ложбин почти нигде не имеют плоских, выровненных участков, что также свидетельствует о слабом развитии процессов аккумулятивного выравнивания.

ВЫВОДЫ

Материалы геоморфологических исследований на полигонах вместе с другими геолого-геофизическими данными являются существенным вкладом в дело изучения и познания тектоники рифтовой зоны Атлантического океана. Однако и сами по себе результаты исследования подводного рельефа дают возможность по-новому осветить ряд вопросов строения рифтовой зоны. На основе проведенного выше анализа можно сделать следующие выводы.

1. Как известно, после работ американских исследователей Б. Хизена, М. Тарп, М. Юинга и других в научной литературе утвердилось мнение, что Срединно-Атлантический хребет делится на геоморфологические провинции, протягивающиеся непрерывно по его простиранию и закономерно сменяющие друг друга в стороны от его оси (Леонтьев, 1968; Heezen et al., 1959; Heezen, Ewing, 1963). Рифтовая долина обычно изображается (например, на упомянутых выше географических картах) в виде почти непрерывной депрессии вдоль оси хребта, рассекаемой на отдельные длинные отрезки только поперечными желобами. С обеих сторон от нее протягиваются провинции рифтовых гряд, расчлененного плато и далее — ступени флангов хребта. Однако изучение большого числа полученных в последние годы профилей через Срединно-Атлантический хребет приводит к заключению, что такая «идеальная» картина наблюдается только в некоторых местах, а в целом рифтовая зона и фланги хребта имеют мозаичное строение. Результаты исследований на «Академике Курчатове» на полигонах дают достаточно убедительные доказательства последнему мнению. Рифтовая долина имеет ясно выраженное прерывистое строение на участках между поперечными желобами и состоит из серии эшелонированно расположенных отдельных, относительно коротких (длиной 20—40 миль) отрезков. Такое же строение рифтовой долины обнаруживается и на других полигонах, выполненных в последние годы американскими исследователями (Van Andel, Bowin, 1968). Провинции рифтовых гряд и расчлененного плато могут не только располагаться рядом в пределах одного района, но и сменять друг друга по простиранию хребта, как это видно на примере северной части полигона в районе разлома Кур-

чатова. Там рифтовые гряды как таковые отсутствуют, а расчлененное плато непосредственно примыкает к рифтовой долине.

2. На фоне такого мозаичного строения рифтовой зоны имеется более мелкое блоковое расчленение. Как видно из материалов, полученных в 6-м рейсе «Академика Курчатова», рифтовые гряды представляют собой чередование вытянутых по простиранию хребта блоков, размеры которых находятся в основном в пределах 10—15 миль. Эти блоки сложены, как показывают результаты драгировок, изверженными породами, причем часто наблюдаются довольно существенные различия соседних блоков, особенно вблизи рифтовой долины, по петрографическому составу. Считается, что здесь происходит подъем глубинного вещества Земли, и между блоками, сложенными океаническим базальтом (типичным для океанической коры), выдвигаются блоки, сложенные ультраосновными породами (измененными породами верхней мантии Земли.) Такая картина характерна и для рифтовой зоны Индийского океана (Удинцев, 1968).

С другой стороны, вся рифтовая зона по характеру рельефа образует единую сводообразную, тектонически активную морфоструктуру, где помимо вертикальных движений действуют растягивающие усилия. Это подтверждается материалами изучения напряжений в очагах землетрясений рифтовой зоны (Мишарина, 1967). Эта сложность тектонического плана отражается в подводном рельефе, что отчетливо видно на примере исследованных полигонов.

3. Поперечные разломы, пересекающие рифтовую зону, выражены в виде глубоких поперечных желобов. Материалы работ на полигонах, полученные на «Академике Курчатове», показывают, что эти желоба хорошо развиты на участках между соседними отрезками рифтовых долин, а их глубина и ширина значительно превосходят глубину и ширину последних. По обе стороны от рифтовых долин желоба ограничиваются порогами или быстро выклиниваются. Такая же картина наблюдается у других, достаточно хорошо изученных поперечных желобов, например у желобов Чейн и Романш (Греку, Авдеев, 1965; Heezen et al., 1964). За пределами рифтовой зоны разломы, особенно крупные, прослеживаются по поперечно ориентированным уступам, грядам (или цепям гор) и относительно неглубоким ложбинам.

В ряде случаев на наличие разлома указывают только зоны аномальных геофизических характеристик (например, магнитных аномалий), как это имеет место для Западно-Азорской зоны разлома (Краусе, 1965). В целом же характер морфологии поперечных трансформных разломов свидетельствует, что эффект растяжения земной коры, приводящий к смещению рифтовых структур по этим зонам и образованию поперечных желобов, наиболее сильно сказывается именно на участках между рифтовыми долинами. Здесь с обеих сторон поперечного желоба, по всей вероятности, проявляется влияние разнонаправленных горизонтальных движений, тогда как за его пределами движения с обеих сторон разломов имеют одно направление, хотя темпы их могут быть различны.

4. В рифтовой зоне весь облик подводного рельефа свидетельствует о его юном возрасте. На это указывают крутые, мало расчлененные склоны, остроконечная форма вершин, вогнутая форма днищ рифтовых долин и других депрессий, отсутствие плоских участков, за исключением наиболее глубоких частей поперечных желобов, резкое сочленение подножий склонов с днищами ложбин.

Следовательно, процессы аккумулятивного выравнивания здесь развиты еще очень слабо и практически не успели сколько-нибудь завуалировать первичный тектоно-вулканический рельеф. Этот вывод подтверждается материалами непрерывного сейсмопрофилирования, выполненного ранее американскими исследователями (Ewing et al., 1964), а также в рейсе «Академика Курчатова». Рифтовая зона практически лишена покрова рыхлых осадков, тогда как на флангах Срединно-Атлантического хребта осадки запол-

няют «карманы» между грядами и горами, а в некоторых случаях даже перекрывают целиком положительные формы коренного рельефа. С другой стороны, наличие плоских участков в поперечных желобах на максимальных глубинах указывает на то, что процессы аккумулятивного выравнивания, хотя и очень слабо развиты, но все же проявляются в рифтовой зоне. Вероятно, тот осадочный материал, который отлагается здесь и скатывается по склонам на дно рифтовых долин и других продольных депрессий, затем придонными течениями переносится в наиболее глубокие участки, которые, как правило, приурочены к поперечным желобам. На наличие сильных придонных течений в рифтовой зоне, особенно вдоль рифтовых долин, указывает факт дрейфа якорного маркерного буя на полигоне к северу от Азорских островов в направлении против сильного северо-западного ветра.

Резюмируя все изложенное выше в этой главе, можно считать, что рифтовая зона представляет собой тектонически активную, молодую сводообразную морфоструктуру, раздробленную многочисленными разрывными дислокациями на различного размера блоки и глыбы. Вертикальные движения, вызванные подъемом глубинного вещества Земли, сопровождаются здесь горизонтальными растягивающими усилиями, которые обусловили формирование рифтовых долин и поперечных трансформирующих разломов.

ХАРАКТЕРИСТИКА СКОРОСТИ ЗВУКА В ВОДАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В комплексном исследовании рифтовых зон северной части Атлантического океана, которому был посвящен рейс, предусматривалось изучение поля скорости звука в этих водах.

Единичные гидрологические станции, выполненные на основных рабочих полигонах, позволили выявить некоторые закономерности в распределении гидрологических и гидрохимических элементов в отдельных точках, но их было недостаточно для характеристики всего района исследования. На полигонах II—IV наблюдается поверхностный перемешанный слой теплой воды с температурой 21—26° С, около 50 м. Под ним располагается слой скачка с градиентами температуры порядка 10⁻¹° С/м. Глубже, ко дну, температура воды медленно уменьшается, достигая на глубине 5100 м 2,20° С. Вертикальное распределение солёности воды отличается наличием подповерхностного максимума на глубине около 40 м, где солёность равна 36,87‰, и глубинного промежуточного минимума на 850 м, где солёность 34,91‰. На вертикальном распределении растворенного кислорода приблизительно на этих же горизонтах располагаются подповерхностный максимум и глубинный промежуточный минимум.

На полигоне II наблюдалось некоторое увеличение температуры, солёности, растворенного кислорода и щёлочности и уменьшение рН вблизи дна. Возможно, это вызвано геологическими процессами, происходящими в разломах рифтовой зоны. По данным о температуре, солёности и глубине гидрологических станций были рассчитаны скорости звука, поскольку непосредственных измерений не производилось. Скорость звука рассчитывалась по формуле Вильсона (Wilson, 1960), которая в настоящее время признана самой точной. Расчет производился вручную с помощью таблиц (Tables of sound speed in sea water, 1962), составленных на основе этой формулы. На поверхности скорость звука менялась от 1525 до 1540 м/сек. С глубиной она убывала до своего минимума — 1490—1495 м/сек на глубине 800—1000 м. Эта скорость и глубина характеризуют ось канала. Затем скорость звука вновь с увеличением глубины растет и на глубине 5100 м достигает значения 1547 м/сек. Чтобы характеризовать поле скорости звука для всего района исследования, потребовалось привлечение дополнительных гидрологических данных.

Наблюдения, полученные в рейсе, послужили основой для отбора подходящего материала из уже имеющегося, собранного в предшествующие годы. В нашем распоряжении имелись данные, осредненные за год по 10° квадратам, за период с 1901 по 1962 г. (Муромцев, 1963) и новые данные наблюдений, собранные в период международных съемок МГГ и МГС 1957—1959 гг. (Fuglister, 1960). Предпочтение было отдано последним, поскольку они достаточно подробно освещают весь район исследований и обработаны по единой новой методике.

Для сравнения выбирались океанологические станции, которые располагались около рабочих полигонов и подходили по времени наблюдений.

Например, для полигона II была взята станция 242 экспедиционного судна «Крауфорд», для полигона III — станция 82 «Крауфорда», для полигона IV — станция 3630 экспедиционного судна «Дискавери II». Разность скоростей звука в этих парах не превышала 5 м/сек. На основании этого посчитали возможным приравнять гидрологические условия 1969 г. к таковым условиям 1957—1959 гг. и использовать эти данные наблюдений в качестве дополнительного материала. При этом полагали, что ошибки за счет такого приближения будут меньше, чем экстраполяция данных 3-х полигонов на весь район.

Чтобы вычислить поправки к глубинам, измеренным эхолотом, и дать характеристику условий эхолотирования и эхопеленгования, удобно пользоваться картой районов. Воды океана можно районировать по принципу одинаковости вертикальной структуры вод, плотности и скорости звука, основываясь на особенности сохранения подобия этих структур в пределах больших областей.

Метод районирования широко распространен, хотя таит в себе неизбежные ошибки из-за установления искусственных границ. Этот метод удобен для практических целей и он дает удовлетворительные результаты, если определен критерий допустимых отклонений.

Подобная карта районов с одинаковыми водными массами, составленная Мэтьюзом (Matthews, 1939), имеется, но в настоящее время она устарела, точность границ районов на ней весьма сомнительна. Мы воспользовались другой картой районов, сделанной Тюряковым для Северной Атлантики (Тюряков, 1964; Тюряков, Захарченко, 1965).

Районирование проведено по принципу одинаковости вертикальной структуры водных масс, то есть по подобию T-S кривых, причем критерий для границ районов определяется точностью расчета ветровых течений. Карта районов составлена на основе тех же материалов наблюдений периода МГГ и МГС (около 600 океанографических станций).

При выделении районов делалась оценка сезонной изменчивости гидрологических характеристик для северной половины для 3 сезонов — весны, лета и осени — и для южной половины для 2 — весны и осени. В результате пришли к выводу, что пространственное положение районов и их границ устойчиво по времени, и одна карта средних характеристик будет представительна для любого времени года (рис. 20). Для каждого района выбиралась типовая T-S кривая и для сравнения приводились T-S кривые различных сезонов. По данным температуры и солености, снятым с этих кривых, были рассчитаны скорости звука и построены кривые вертикального распределения, характерные для года и отдельных сезонов. Кроме того, скорость звука была рассчитана еще для 35 океанологических станций, расположенных вблизи галсов эхолотного промера, и для них были также построены вертикальные кривые скорости звука.

Учитывая такие же графики, сделанные в точках наблюдения на полигонах рейса, в сумме получилось 80 профилей скорости звука, которые имели самостоятельное значение для решения некоторых специальных задач рейса, а также были использованы для уточнения границ районов и средних величин скорости звука и исследования сезонной изменчивости скорости звука в отдельных районах. Анализ этих кривых показал, что районы, выделенные по вертикальной структуре водных масс, удовлетворяют требованиям эхолотирования, разность скоростей звука внутри районов и на границах не превышает допускаемой точности этого метода. Самым сомнительным является район 3, в котором сезонные изменения превышают изменения скорости звука внутри района и больше предельной величины, заданной точностью эхолотного метода.

Однако на карте (см. рис. 20) границы этого района сохранены, поскольку он относится к районам, в которых измерения глубин не производилось и которые здесь не рассматриваются. В некоторых районах, в которых про-

Средние вертикальные скорости звука (А, м/сек) и поправки на скорость звука (Б) к глубинам, измеренным эхолотом

Глубина, м	Районы																					
	2		2 (2)		5		6		7		8		10		18		19		20		22	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
200	1524	3	1527	4	1490	-1	1509	1	1505	1	1498	0	1492	-1	1520	3	1522	3	1519	3	1517	2
400	1522	6	1524	6	1487	-4	1506	2	1504	1	1498	-1	1491	-2	1518	5	1520	5	1516	4	1511	3
600	1519	8	1523	9	1486	-6	1505	2	1504	2	1498	-1	1491	-4	1514	6	1514	6	1513	5	1507	3
800	1516	9	1523	12	1485	-8	1503	2	1504	2	1498	-1	1490	-5	1512	6	1510	5	1509	5	1503	2
1000	1512	8	1520	13	1484	-11	1502	1	1504	3	1498	-1	1490	-7	1510	7	1508	5	1507	5	1501	1
1200	1508	6	1517	14	1484	-13	1500	0	1504	3	1498	-2	1489	-9	1509	7	1506	5	1506	5	1500	0
1400	1507	6	1515	14	1484	-15	1498	-2	1504	3	1498	-2	1490	-9	1508	7	1505	5	1505	5	1499	-1
1600	1505	6	1512	13	1485	-16	1498	-2	1503	3	1498	-2	1491	-10	1507	8	1505	5	1504	4	1503	3
1800	1504	5	1511	13	1485	-18	1497	-3	1503	4	1497	-3	1491	-11	1506	8	1504	5	1503	4	1507	8
2000	1504	5	1510	13	1486	-19	1497	-4	1503	4	1497	-4	1491	-12	1505	7	1504	5	1503	4	1510	13
2200	1504	5	1509	13	1487	-18	1498	-3	1503	4	1498	-3	1492	-12	1505	7	1504	6	1503	4	1510	14
2400	1504	6	1508	13	1488	-18	1499	-2	1502	3	1498	-3	1493	-12	1505	8	1504	7	1503	5	1510	15
2600	1503	6	1507	12	1490	-17	1499	-2	1503	5	1498	-3	1494	-11	1505	8	1505	8	1504	7	1510	16
2800	1504	7	1506	11	1492	-15	1500	0	1504	7			1496	-8	1506	10	1505	9	1505	9	1510	19
3000	1504	8	1505	10	1494	-12	1501	2	1504	8					1506	13	1505	10	1505	10	1511	22
3200	1505	10	1505	10	1498	-4	1502	4	1504	9					1506	13	1506	13	1506	13	1511	23
3400	1506	13	1506	13	1502	5	1502	6	1505	11					1507	15	1507	15	1508	18	1512	26
3600	1506	15	1506	15	1505	12	1503	7	1506	15					1507	17	1508	20	1510	24	1512	29
3800	1508	20	1508	20			1504	10	1507	18					1508	20	1509	23	1512	30	1512	31
4000	1509	24	1509	24			1505	13	1508	21					1509	24	1510	27	1513	35	1513	35
4200	1509	26	1509	26			1506		1509	25					1510	28	1511	30	1514	38	1514	38
4400	1510	29	1510	29			1507		1510	29					1511	32	1512	35	1515	44	1514	41
4600	1511	34	1511	34			1509		1511	34					1512	37	1512	37	1516	49	1515	46
4800	1512	37	1512	37			1511		1512	39					1513	42	1514	46	1616	52	1516	52
5000	1513	43	1513	43					1513	43					1515	50	1516	53	1517	57	1518	60
5200	1514	48	1514	48											1517	58	1518	61	1518	61	1519	65
5400	1515	54	1515	54											1519	69	1519	69	1519	69	1520	72
5600	1517	63	1517	63																		

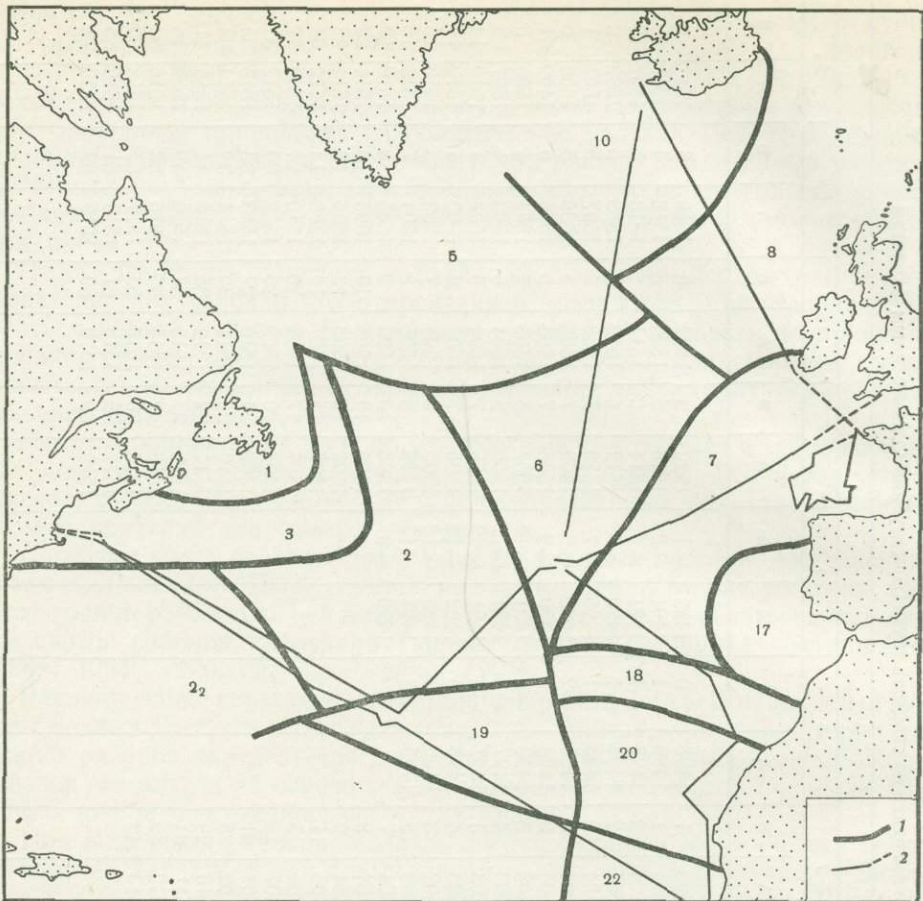


Рис. 20. Карта районов с однородными условиями для эхолотирования и эхопеленгования
 1 — границы районов; 2 — рабочие галсы

изводились работы, были уточнены значения средних скоростей звука. Вместо средних для всего района, рассчитанных по типовым T-S кривым, были найдены более точные величины, при расчете которых учитывался вес места наблюдений, проводимых в рейсе. Таким способом была уточнена скорость звука для района 6, в котором рабочий полигон располагался в самой южной части.

В районе 7 типовая кривая скорости звука рассчитывалась по данным, полученным в Бискайском заливе, а не во всем районе, поскольку измерение глубин производилось только в Бискайском заливе. По этим уточненным средним значениям скорости звука для каждого района были вычислены вертикальные скорости звука и определены поправки к глубинам. Вертикальная скорость — скорость распространения звукового импульса от поверхности до дна — рассчитывалась как среднее взвешенное по общепринятому методу. Поправки к глубинам находились по этим вертикальным скоростям звука и расчетной скорости эхолота 1500 м/сек, аналогично тому, как это сделано у Мэтьюза.

В табл. 1 представлены величины вертикальных скоростей звука и поправок к эхолотным глубинам для 11 районов. Величина поправки, выбранная из таблиц, прибавляется к глубине, измеренной эхолотом со своим знаком. Результаты этого исследования использовались для вычисления истинных глубин, измеренных эхолотом в районе работ.

**СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА
ПО ДАННЫМ
НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ**

В 6-м рейсе нис «Академик Курчатов» впервые в практике геолого-геофизических исследований Института океанологии АН СССР для выявления строения осадочного покрова и морфологии поверхности фундамента в океане была применена методика непрерывного сейсмического профилирования (НСП).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования методом НСП проводились с помощью профилографов двух типов: отечественного СП-68 и японского NE-20 А.

Первый представляет собой экспериментальную установку, разработанную и изготовленную в Институте океанологии, в которой применяется электроискровой излучатель — спаркер (Шехватов и др., 1968).

Второй изготавливается фирмой Ниппон-Электрик (Nippon-Electric, 1968). В этой системе в качестве источника импульсов положительного давления применяется неуправляемый пневматический излучатель с объемом рабочей камеры около 500 см^3 , действующий при рабочем давлении $100\text{—}110 \text{ кг/см}^2$. Однако система также допускает применение и других источников (взрыв ВВ, электроискровой разрядник и т. д.). Запись отраженных сигналов осуществляется на сухой электрочувствительной (электротермической) бумаге шириной 486 мм . Система снабжена автоматическим печатным устройством, которое с интервалом 1 ч делает на записи отметки, указывающие год, месяц, число и час. Имеется также индикатор, позволяющий измерять глубину погружения гидрофона.

Принцип действия системы аналогичен принципу работы эхолота. Отличие заключается в использовании более низких частот и соответствующей техники излучения и приема, что позволяет получать отражения не только от поверхности дна, но и от границ раздела осадочных слоев под дном морей и океанов. Когда достаточно интенсивная звуковая волна с преобладанием низкочастотной составляющей, распространяясь в воде, достигает дна, часть энергии волны отражается, а другая часть может проникать в поддонную среду и отражаться от границ раздела (неоднородностей) осадочной толщи. Таким образом, имеется возможность приема отраженных волн со всех направлений, в которых распространяются звуковые волны. Медленное изменение положения системы в пространстве при излучении звуковых импульсов с короткими интервалами с одновременным приемом и записью отраженных волн позволяет получить разрезы, иллюстрирующие строение поддонной среды. Глубина моря может быть определена по измерению времени между моментом излучения и приходом отраженного сигнала, так как скорость звука в воде примерно равна 1500 м/сек . Поскольку скорость звука в поддонной среде может быть в $1,5\text{—}5$ раза больше, чем в воде, и зависит от физических свойств среды, то определение глубины залегания поддонных

слоев (границ) связано часто с известными трудностями. Обычно эта скорость принимается равной 2 км/сек.

Излучение энергии обеспечивается погруженным в воду пневматическим источником за счет быстрого освобождения небольшого объема сильно сжатого воздуха. При этом давление быстро снижается от 100 до 1 кг/см² и генерируется волна положительного давления, которая распространяется равномерно во все стороны. Максимальное количество энергии излучается на частоте около 40 ц. Эта частота связана с конструктивными особенностями излучателя, величиной рабочего давления и глубиной погружения. Излучатель срабатывает автоматически с примерно равными промежутками времени по мере повышения давления до определенной величины после очередного выхлопа.

Излучаемый сигнал распространяется в водной среде и после отражения от дна и поддонных границ часть его возвращается и принимается гидрофоном. Последний преобразует звуковые колебания в электрические, которые затем поступают на усилители. Кроме полезных сигналов гидрофон также принимает различные помехи и шумы, преобладающая часть которых связана с движением судна и работой его механизмов и буксировкой гидрофона. Принятые сигналы после существенного усиления и фильтрации поступают на самописец. Усилитель также выполняет функции формирования сигнала прямой волны (момента срабатывания излучателя) в соответствующий импульс, который обеспечивает своевременный запуск развертки самописца.

Запись осуществляется в виде черных точек на электрочувствительной бумаге в процессе движения пера развертки. В обычном состоянии перо находится в состоянии покоя. В момент срабатывания излучателя усиленный и преобразованный прямой сигнал обеспечивает включение электромагнитной муфты, которая приводит в движение ленту с укрепленными на ней перьями. По окончании цикла развертки электромагнитная муфта автоматически выключается. Следующий цикл обеспечивается новым срабатыванием излучателя и т. д. Самописец также допускает работу в режиме непрерывной развертки. В этом случае специальное устройство вырабатывает соответствующий импульс, обеспечивающий запуск излучателя (например, искрового и т. п.) в момент начала развертки.

Система содержит следующие основные элементы: 1) самописец, 2) усилители, 3) фильтр, 4) устройство задержки времени, 5) индикатор глубины погружения гидрофона, 6) выпрямитель со стабилизатором, 7) гидрофон с буксировочным кабелем, 8) пневматический излучатель с подводными шлангами, 9) компрессор. Элементы 2—6 системы конструктивно объединены на одной стойке, которая может крепиться к палубе и переборке судна.

Самописец системы является универсальным устройством и рассчитан как на использование в системах непрерывного сейсмического профилирования, так и в системе прецизионного эхолота. Для выполнения этих функций самописец имеет ряд электронных и механических блоков. Собственно, регистратор включает кварцевый источник стабильной частоты с делителем частоты, усилитель мощности для питания синхронного двигателя развертки, электромеханические элементы коммутации скорости развертки. Предусмотрено использование трех скоростей развертки (2, 6, 12 сек). Развертка обеспечивается с помощью специальной ленты, на которой укреплены 3 перодержателя. Движение ленты осуществляется через электромагнитную муфту, которая не допускает проскальзывания при запусках и остановках. В самописец встроены кварцевые часы для обеспечения точных марок времени на записях. Высокое напряжение, которое необходимо для получения на бумаге видимой записи, получается при помощи специального усилителя записи. Имеется также несколько выпрямителей для питания электронных схем и автоматики. Все схемы собраны на транзисторах.

Усиление в схеме обеспечивается одним из двух каналов, каждый из которых содержит два усилителя (предварительный и основной). Один из

каналов является резервным. Имеется также спецусилитель, формирующий управляющий сигнал запуска самописца в момент срабатывания излучателя. Полоса частот, пропускаемая усилителями, лежит в пределах 30—1000 *гц*. Все усилители транзисторные. Питание их, а также индикатора глубины погружения гидрофона обеспечивается от выпрямителя со стабилизатором.

Применение фильтра дает возможность выбора нужной информации из принимаемого сигнала, путем увеличения отношения сигнал/шум. Фильтр состоит из звеньев нижних и верхних частот и перекрывает диапазон 37—19 200 *гц*, который разбит на 19 поддиапазонов.

Устройство задержки времени позволяет получать крупномасштабную запись при больших глубинах, задерживая запуск самописца относительно момента срабатывания излучателя на нужное (необходимое) количество секунд. Предусмотрена возможность установки задержки до 10 *сек* со ступенью в 1 *сек*. Устройство содержит пересчетные схемы и кварцевый источник частоты.

Гидрофон изготовлен из поливинилхлоридного шланга. Активная часть его имеет длину 20 *м* и содержит 20 приемников давления, основанных на использовании пьезокерамических элементов. В головной части содержится согласующий трансформатор, а в хвостовой находится датчик глубины. Гидрофон снабжен буксировочным кабелем длиной 250 *м*. Кабель имеет экран и три жилы.

Пневматический излучатель изготовлен из алюминиевого сплава и представляет собой толстостенный цилиндр с двумя диаметрами, образующими во внутренней части цилиндра несколько камер. Последние отделены друг от друга кольцевыми прокладками из неопрена и тефлона. В камеру высокого давления (рабочую) поступает воздух, сжатый до 100—110 *кг/см²*. В камеру низкого давления, которая обеспечивает возврат поршня в исходное положение, поступает воздух под давлением 10—15 *кг/см²*. Излучатель крепится к небольшому отбкателю и буксируется на капроновом фале, к которому подвешены шланги, подводящие сжатый воздух к излучателю.

Работу пневматического излучателя обеспечивает четырехступенчатый компрессор с воздушным охлаждением с электроприводом. Максимальное давление, которое может обеспечить компрессор, составляет 210 *кг/см²*. Его производительность 0,438 *м³/мин*; мощность электромотора — 11 *квт*.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования строения осадочного покрова и морфологии первично тектонического рельефа методом непрерывного сейсмического профилирования проводились выборочно на сравнительно небольших профилях по маршруту Канарские острова — мыс Кап-Блан (профиль 1), Дакар — Бостон (профили 2—9) и в Бискайском заливе. Помимо полутных наблюдений было выполнено также сейсмическое профилирование на полигонах в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта.

Разрез методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) вдоль профиля 1 был получен в зоне континентального склона и материкового подножия Северо-Африканского побережья (рис. 21, 22).

Профиль континентального склона слегка вогнут, его подножие находится на глубине около 2700 *м*. Поверхность склона осложнена небольшими подводными каньонами и структурной террасой. Материковое подножие представляет собой пологонаклонную равнину с глубинами от 2700 до 3500 *м*. Ровная поверхность материкового подножия осложнена рядом уступов высотой до 100 *м*.

В области материкового подножия в осадочной толще регистрируются три интенсивные отражающие границы: 1-я соответствует поверхности дна, 2-я (0,3—0,4 *сек*) и 3-я (0,7—0,8 *сек*) соответствуют кровле и подошве нижнего осадочного слоя. Таким образом, материковое подножие характеризуется

двухслойной осадочной толщей. Верхний акустически прозрачный слой мощностью 300—500 м перекрывает нижний осадочный слой мощностью 300—400 м. Наличие отражающих границ внутри нижнего слоя указывает на его стратифицированный характер. Общая мощность осадочной толщи, видимая на записи, достигает 800 м.

Кровля нижнего осадочного слоя имеет более сложный рельеф, чем его подошва. Рельеф же поверхности дна является унаследованным от рельефа кровли нижнего осадочного слоя. Это свидетельствует, что кровля стратифицированной нижней осадочной толщи когда-то представляла собой поверхность древнего рельефа, впоследствии перекрытую слоями более молодых осадков.

При приближении к материковому склону запись изменяется. Ниже поверхности дна по-прежнему наблюдается акустически прозрачный слой мощностью от 200 до 500 м, но кровле нижнего осадочного слоя соответствует уже не одна граница, а группа отражений, образующая акустически непрозрачный слой, маскирующий нижележащие отражающие границы. Количество отражающих границ в группе меняется по профилю. Мощность акустически непрозрачного слоя колеблется от 250 до 50 м, а у подножия континентального склона он, по-видимому, выклинивается.

При переходе материкового подножия в континентальный склон под дном регистрируется группа интенсивных отражающих границ, образующих тонкослоистую толщу мощностью около 200 м. Эта толща перекрывает повсеместно наблюдаемый по профилю акустически прозрачный слой. В этой же области теряются корреляция и группы отражающих границ, образующих акустически непрозрачный слой. Из-за наличия в самом верху осадочного покрова тонко-слоистой толщи с сильными отражающими способностями качество записи отражения от нижележащих границ ухудшилось. Поэтому нельзя определенно сказать, выклинивается ли в основании континентального склона акустически непрозрачный слой или, быть может, углубляется.

Уступы, наблюдаемые в рельефе поверхности дна материкового подножия, в рельефе нижележащих границ в осадочной толще не выражаются. Это свидетельствует об их нетектоническом происхождении. Очевидно, их появление связано с динамикой придонных вод.

В области континентального склона теряется корреляция всех границ, наблюдавшихся в области материкового подножия. Отражающие границы, соответствующие тонкослоистым поддонным толщам осадков, маскируют отражения от нижележащих границ. Отдельные короткие отражающие границы, наблюдаемые в верхней части склона, указывают на общую тенденцию подъема границ, глубоко залегающих в основании склона, к поверхности дна на самом склоне. Тонкослоистая верхняя толща осадков, перекрывающая акустически прозрачный слой, образовалась, очевидно, в результате неоднократных оползаний осадков с континентального склона. Структурная терраса, наблюдаемая на поверхности континентального склона, образована кровлей одной из оползших осадочных толщ.

На линии профиля (см. рис. 21) находится скв. 139, пробуренная американскими учеными. Бурение вскрыло 520-метровую толщу наннопланктонных глин с небольшим количеством терригенных компонентов, залегающих на толще диатомитов мощностью не менее 140 м, содержащей прослой кварцевого песка. Фундамента скважина не достигла.

Сопоставляя структурный разрез по профилю 1 с данными бурения, можно отождествлять акустически непрозрачный слой с толщей диатомитов. Сильные отражающие горизонты в этом случае будут соответствовать прослоям песка. Акустически прозрачный верхний слой будет соответствовать гомогенной толще глин. Появление сильных отражающих горизонтов в акустически прозрачном слое в основании континентального склона может быть обусловлено прослоями терригенного материала, сносимого

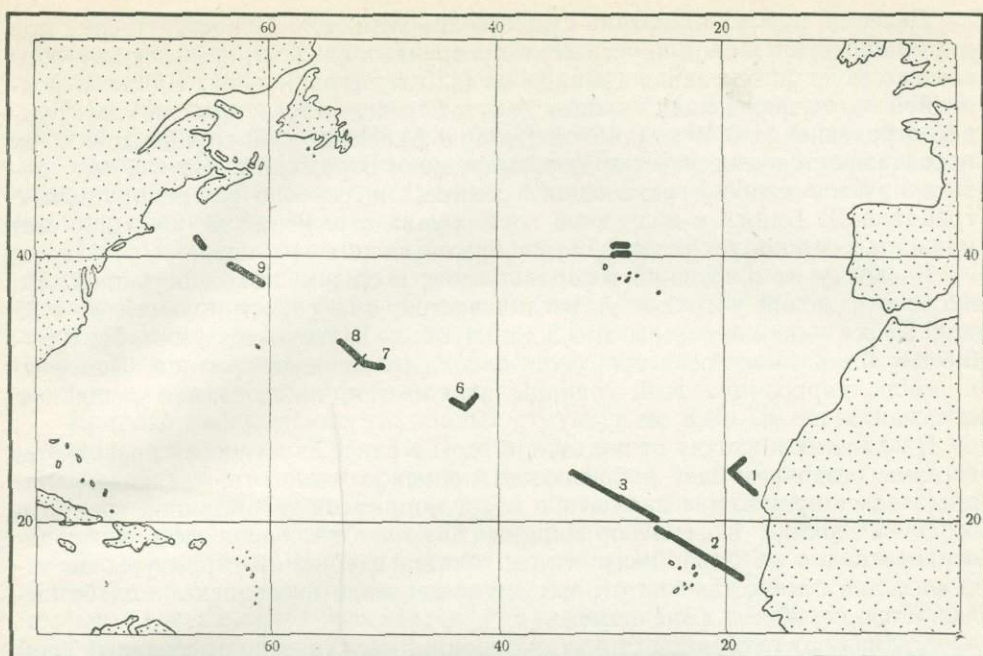


Рис. 21. Положение разрезов непрерывного сейсмического профилирования (1—9)

с континента вниз по склону и откладывающегося на материковом подножии.

Профиль 2 (см. рис. 21, рис. 23) пересекает верхнюю часть материкового подножия, плато Зеленого Мыса и нижнюю часть материкового подножия. Дно вдоль профиля в основном ровное. Подводная гора, наблюдаемая на записи, возвышается над поверхностью дна океана на 1500 м. К юго-востоку от подводной горы глубина океана равна 3500 м, к северо-западу — 3200 м. На участке профиля между материковым склоном и подводной горой на поверхности дна обнаружено несколько «рытвин» с глубиной вреза до 150 м.

Запись НСП, полученная вдоль профиля 2 в верхней части материкового подножия, очень похожа на запись, полученную в той же геоморфологической провинции по профилю 1¹.

Ниже поверхности дна через 0,15—0,2 сек регистрируется группа отражающих границ, образующая на записи акустически непрозрачный слой мощностью около 150 м. Над и под этим слоем расположены акустически прозрачные толщи осадков. Самое глубинное отражение, полученное на записи, регистрируется через 0,5 сек после отражения от дна.

В 60 милях от начала профиля акустически непрозрачный слой выклинивается, самая нижняя отражающая граница регистрируется через 0,4 сек после отражения от поверхности дна. В целом вся видимая на записи толща осадков становится акустически прозрачной, внутри нее регистрируются лишь непротяженные, слабоинтенсивные отражающие границы.

Далее по профилю акустически прозрачная толща осадков мощностью 400 м сменяется толщей, состоящей из верхнего, акустически непрозрачного слоя мощностью 150—200 м и нижнего прозрачного мощностью 250—200 м.

В области рытвин наблюдается общая потеря корреляции отражающих границ. Только на 0,6 сек регистрируется слабо отражающая граница, неуверенно прослеживающаяся вдоль профиля.

¹ Описание профиля 2 дается в направлении юго-восток — северо-запад. В этом же направлении дается описание всех последующих профилей.

Далее по профилю картина существенно меняется. Непосредственно под дном наблюдается слой акустически прозрачных осадков, подошве которого соответствует интенсивная граница на 0,25 сек (граница А). Ближе к подводной горе отражающая граница А углубляется и представлена уже группой отражений от 0,40 до 0,45 сек (группа А). Ниже этой группы до 0,6 сек прослеживается ряд четко коррелируемых отражений. На 0,6 сек регистрируется слабо отражающая граница, неуверенно коррелируемая с границей Д. Ближе к подводной горе группа отражений А (0,4—0,45 сек) полностью маскирует отражения от нижележащих границ.

К западу от подводной горы получена, в общем, похожая запись. Но число отражений в группе А увеличивается, они регистрируются от 0,35 до 0,55 сек — около горы и от 0,3 до 0,4 сек — далее по профилю. На 0,5—0,6 сек здесь также регистрируется слабо отражающая граница. Далее по профилю корреляция этой границы нарушается, наблюдаются отдельные отражения на 0,7—0,8 сек.

В 50 милях к западу от подводной горы в ранее акустически прозрачном верхнем осадочном слое наблюдаются промежуточные отражающие границы, а далее происходит нарушение корреляции всех отражающих границ в осадочной толще. Потеря корреляции связана с наличием здесь ниже поверхности дна глубинной структуры. Форма глубинной структуры на записи видна плохо, так как отражения от нее мало интенсивны и слабо выделяются на общем фоне помех.

К западу от глубинной структуры верхний акустически прозрачный слой по сути дела исчезает и непосредственно под дном — от 0,05 до 0,35 сек — регистрируется группа отражающих границ, маскирующих отражения от нижележащих горизонтов.

После перерыва в записи, ниже поверхности дна — до 0,15 сек — наблюдаются 3 интенсивных отражающих горизонта. Ниже — до 0,5 сек — регистрируется несколько малоинтенсивных границ со значительными перерывами в корреляции. В конце профиля 2 наблюдается еще несколько участков разрывов в корреляции всех отражающих границ внутри осадочной толщи, что также связано с наличием в этих областях глубинных структур.

По аналогии с профилем 1 можно предположить, что в начале профиля 2 мы имеем по крайней мере 500-метровую толщу гомогенных пелагических осадков, заключающих в себе на глубине около 200 м прослой песка, представленные на записи акустически непрозрачным слоем, которые по мере удаления от континентального склона выклиниваются. Наблюдаемые рывки, вероятно, являются подводноэрозионными образованиями, возможными руслами суспензионных потоков. В этом случае акустически непрозрачная толща осадков, составляющая верхнюю часть осадочного покрова в области подводных эрозионных образований, могла быть образована вследствие фациального изменения осадков, обусловленном повышенной гидродинамической активностью в прирусловой зоне.

В районе профиля 2 расположена скв. 12. Ниже уровня дна бурением были вскрыты фораминиферовые глины, содержащие прослой пепла, кремний и вулканические обломки. Бурением была вскрыта только верхняя 200-метровая толща осадков. Исследования методом НСП, предварившие бурение, показали наличие 5 отражающих границ от поверхности дна до глубины 312 м и сильного отражающего горизонта на глубине 457 м. Базальтовый фундамент предположительно показан на глубине около 800 м. Наблюдаемая на записи группа интенсивных отражающих границ (группа А), образующая кровлю нижней и стратифицированной толщи, на основании данных бурения (скв. 12) и близости вулканических островов Зеленого Мыса может быть связана и в нижней части осадочного покрова вулканогенно-осадочного комплекса. Общая мощность осадочной толщи не менее 600 м.

Уменьшение глубины океана к западу от подводной горы вызвано или утолщением нижней вулканогенно-осадочной толщи или общим подъемом фундамента в районе островов Зеленого Мыса.

Как уже отмечалось выше, к западу от подводной горы, во второй половине профиля 2 акустические характеристики верхнего, вначале прозрачного слоя меняются. Это связано, по-видимому, с фациальным переходом от гомогенного пелагического осадочного слоя к стратифицированному вулканогенно-осадочному комплексу пород.

Наблюдаемая подводная гора, подножие которой захоронено под осадками, по данным магнитных и гравитационных измерений, не является вулканическим конусом и была образована, очевидно, в результате складчатых тектонических движений. Горизонтальное залегание осадочных слоев, примыкающих к склонам горы, свидетельствует, что эта гора была образована до формирования осадочной толщи.

Природа наблюдаемых глубинных структур не ясна. В последние годы в океане, по данным МОВ и НСП, получено много глубинных структур, содержащихся в осадочном покрове и вызывающих общую потерю корреляции отражающих границ. В ряде работ обсуждались вопросы их происхождения. Рассматривая глубинные структуры, выявленные к северу от островов Зеленого Мыса, Шнейдер и Джонсон предлагают несколько доказательств в пользу их соляного состава: наличие уже известных соляных куполов на шельфе Сенегальского бассейна; отсутствие магнитных аномалий, свойственных базальтовым структурам протыкания; их сходство с соляными куполами Мексиканского залива; присутствие аттапульгита в кернах скважины (скв. 12) — минерала, характерного для отложений мелководных соляных бассейнов. Однако бурение, проведенное американскими учеными в 100 милях к северу от островов Зеленого Мыса (скв. 141) и вскрывшее глубинную структуру, обнаружило не соль, а гидротермально измененный базальт. Кроме этого для профиля 2 характерна близость вулканических островов Зеленого Мыса. Да и появление в области нахождения глубинных структур в верхах осадочной толщи сильных отражающих горизонтов, связанных, по-видимому, с прослоями вулканического материала, свидетельствует в пользу базальтового состава глубинных структур, наблюдаемых на профиле 2.

В конце профиля 2 рельеф глубинных отражающих горизонтов усложняется. Это происходит, по-видимому, вследствие уменьшения средней мощности осадочного чехла и неглубоким в связи с этим залеганием расчлененной поверхности фундамента. Глубинные структуры, полученные на записи в конце профиля, могут являться положительными формами рельефа фундамента. В этой же области в своеобразных «карманах» получена наибольшая мощность осадочной толщи — около 1 км. Эти «карманы» могут соответствовать отрицательным формам рельефа фундамента. Подобные величины мощностей осадочной толщи в этом районе предположительно выделялись по магнитным профилям, полученным в 4-м рейсе «Дмитрия Менделеева». Результаты НСП в 6-м рейсе «Академика Курчатова» подтвердили наличие в нижней части материкового подножия отдельных областей с мощностью осадочного покрова до 1 км. В самом конце профиля 2 интенсивная отражающая граница на 0,5 сек полностью маскирует отражения от нижележащих границ. Из данных НСП по скв. 12 следует, что эта граница не соответствует поверхности фундамента, а связана скорее всего с прослоем вулканического материала.

Профиль 3 расположен в абиссальной равнине Зеленого Мыса (рис. 24). В начале профиля поверхность дна характеризуется почти идеально ровным рельефом. В конце профиля ровная поверхность дна осложняется отдельными холмами высотой до 300 м. Профиль 3 заканчивается подводной горой высотой около 1 км.

На записи НСП выделяются 2 основных отражающих интенсивных горизонта. Верхний соответствует поверхности дна, нижний — образует по-

верхность с очень расчлененным рельефом; амплитуда рельефа достигает 1 км, а в конце профиля — 1,5 км, считая подводную гору. Между поверхностью дна и нижним маркирующим горизонтом наблюдается ряд малоинтенсивных промежуточных отражающих границ, что свидетельствует о неоднородной, стратифицированной осадочной толще. Но эта толща осадков залегает не непосредственно на маркирующей поверхности, а отделена от нее акустически прозрачным тонким слоем. Этот слой уверенно наблюдается только над положительными формами рельефа маркирующей поверхности. В других областях этот слой прослежен весьма предположительно.

Высокая отражающая способность и сложный рельеф позволяют отождествить маркирующую поверхность с поверхностью фундамента. Осадочная толща, перекрывающая фундамент, состоит из двух слоев: акустически непрозрачный гомогенный нижний слой мощностью 100—200 м залегает непосредственно на поверхности фундамента, облекая его рельеф; верхний стратифицированный осадочный слой залегает несогласно с нижним слоем. В начале профиля верхний осадочный слой полностью нивелирует расчлененный рельеф глубинных границ, образуя идеально ровную поверхность современного дна абиссальной равнины. Мощность верхнего слоя здесь колеблется от 500 до 1000 м. В конце профиля верхний осадочный слой залегает только в депрессии древнего рельефа, образованного кровлей нижнего осадочного слоя, не перекрывая его вершин. В рельефе дна это выражается чередованием холмов и ровных площадок. Наибольшая величина мощности верхнего слоя в конце профиля около 700 м, при среднем значении — 300 м.

Некоторые исследователи (Лавров, 1965) предполагают, что в этом районе сравнительно недавно происходили складчатые движения, смявшие в складки ранее ровную поверхность фундамента вместе с успевшей отложиться осадочной толщей. Полученные записи по профилю 3 противоречат этим предположениям. Осадочная толща, смятая в складки вместе с фундаментом, очевидно, должна соответствовать нижнему осадочному слою на записях НСП. Но в этом случае нижний слой должен быть представлен дислоцированной стратифицированной осадочной толщей, с максимальными мощностями, приуроченными к депрессиям рельефа фундамента. Этого мы на записи не видим. В результате складчатых движений при деформации ранее ровной поверхности фундамента должны были бы наблюдаться сбросы и разрывы, но на записи они не наблюдаются.

По нашему мнению, двухъярусное строение осадочной толщи может быть объяснено следующим образом. На расчлененную поверхность базального фундамента, облекая его, откладывались осадки нижнего слоя. Подобная форма залегания осадков была получена нами в области абиссальных холмов на профиле 7 (см. ниже). В результате образования островов Зеленого Мыса и связанной с этим активной подводной вулканической деятельностью в Канарскую котловину поступило большое количество вулканогенного материала, который был разнесен суспензионными потоками и заполнил депрессию древнего рельефа. Запись от стратифицированной верхней осадочной толщи очень похожа на запись, полученную от осадочных толщ турбидитов.

Хорошо дешифрируемая запись была получена только в районе Срединно-Атлантического хребта (профиль 6; см. рис. 21). Результаты обработки данных, полученных методом НСП, свидетельствуют об отсутствии протяженных осадочных слоев. В пределах разрешающей способности аппаратуры (около 50 м) ни на дне рифтовой долины, ни на склонах хребта осадочные покровы не наблюдаются. Только на отдельных участках, в «карманах» на склонах хребта залегают слабо слоистые осадочные толщи мощностью не более 200 м.

Профиль 7 расположен в западной части Атлантического океана в зоне абиссальных холмов (см. рис. 21; рис. 25). На юго-восточном конце

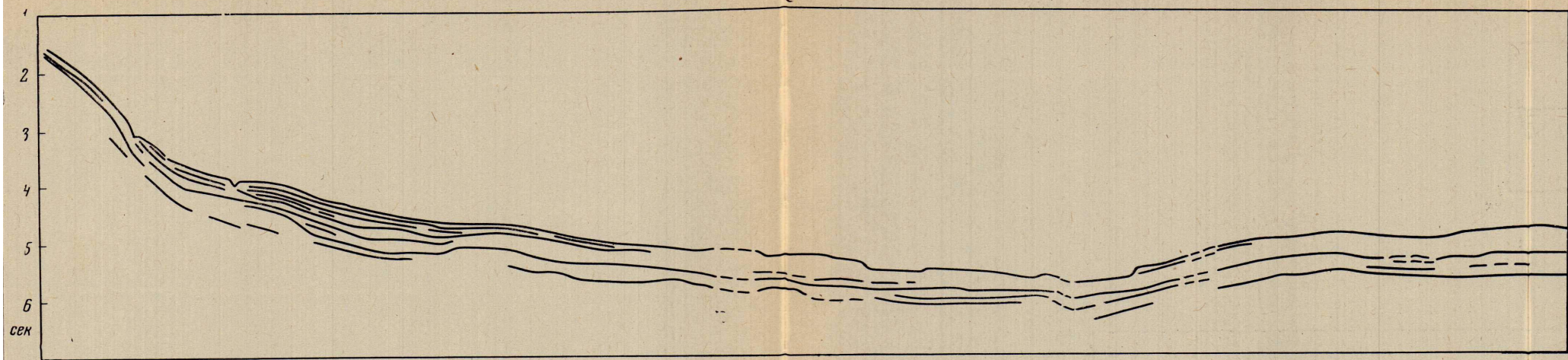


Рис. 22. Профиль 1

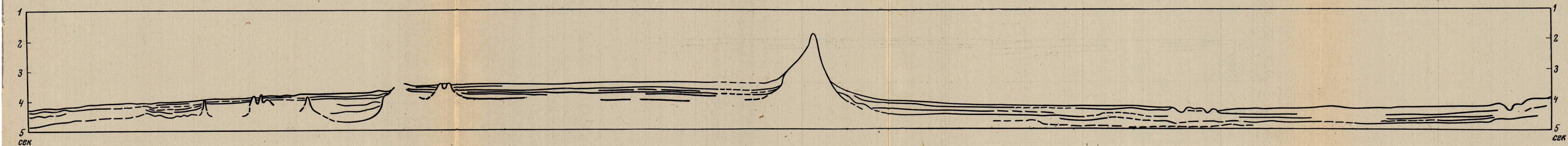


Рис. 23. Профиль 2

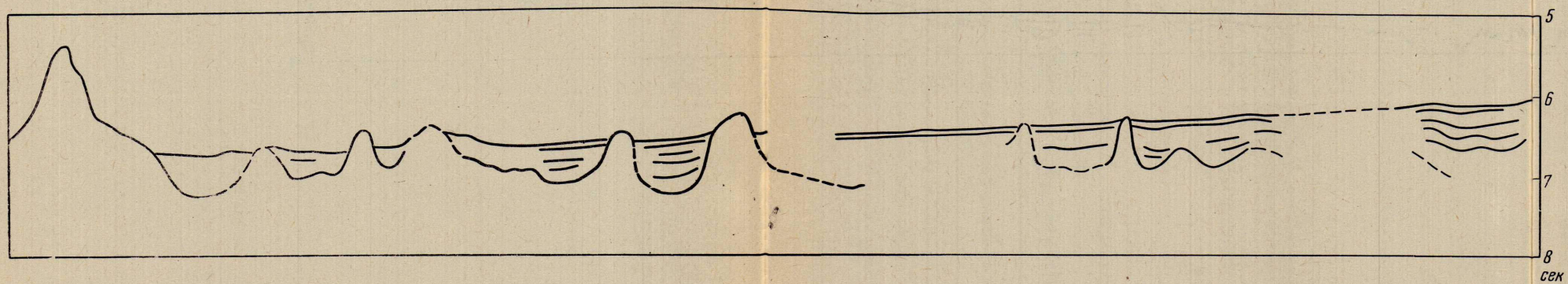


Рис. 24. Профиль 3

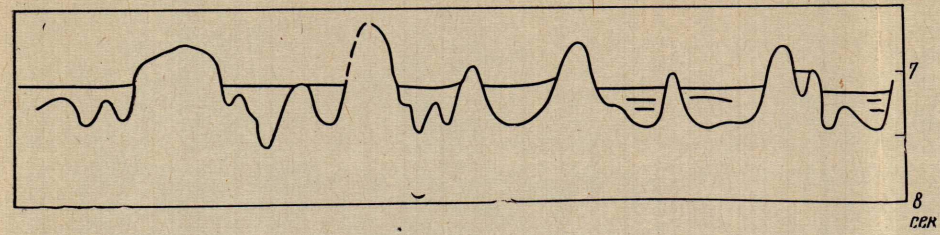


Рис. 25. Профиль 8.

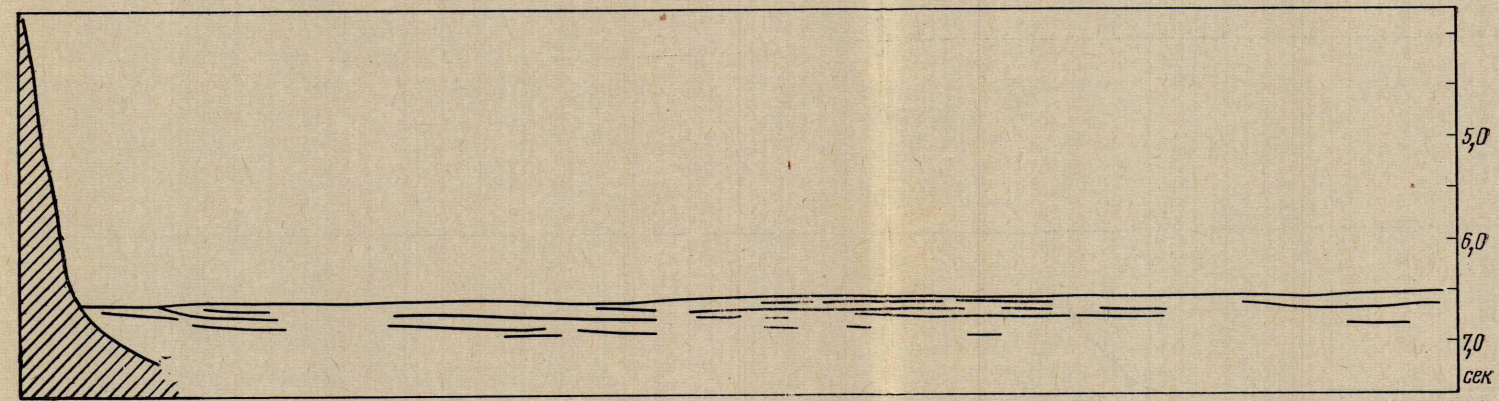


Рис. 26. Профиль 9



Рис. 27. Общий схематический структурный разрез Дакар — рифтовая зона

профиля, ближнем к срединному хребту, осадки, так же как и в зоне хребта, залегают лишь в депрессиях рельефа фундамента, образующего поверхность дна. По мере удаления от хребта осадки образуют акустически прозрачную гомогенную толщу мощностью в среднем около 150 м, являющуюся продуктом пелагического седиментогенеза. Осадочный слой облекает поверхность фундамента, несколько сглаживая ее рельеф.

В абиссальной равнине Сом расположены профили 8 и 9.

Профиль 8 расположен в юго-западной части абиссальной равнины, примыкающей к зоне абиссальных холмов. Осадочная толща заполняет депрессии рельефа фундамента, не перекрывая его поднятий и образуя идеально ровные участки поверхности дна. Глубина океана на этих участках 5400 м. Поднятия фундамента возвышаются над ровной поверхностью дна на 100—500 м. При построении структурного разреза поверхность фундамента определялась по последним видимым отражениям, так как акустически непрозрачная толща осадков маскирует отражения от фундамента в местах понижений его рельефа. Осадки, залегающие в депрессиях рельефа фундамента, имеют среднюю мощность около 500 м.

В районе профиля 8 находится скв. 10, пробуренная американскими учеными. Бурение вскрыло 457-метровую толщу карбонатных осадков, подстилаемую базальтами. В соответствии с этими данными холмы, представляющие собой положительные формы рельефа фундамента, могут иметь базальтовый состав.

Профиль 9 (рис. 26) расположен в северо-западной части абиссальной равнины Сом, в районе подводных гор Келвин. Глубина океана вдоль профиля практически постоянна и равна 4900 м, рельеф поверхности дна ровный. Под дном залегает сильно стратифицированная акустически непрозрачная, судя по характеру записи, осадочная толща. Отражения от отдельных слоев прослеживаются только до глубины 250 м. Эта слоистая осадочная толща примыкает к подножию подводной горы. Получить отражения от фундамента осадков по профилю 9 не удалось. Однако мощность осадочной толщи должна быть не менее 700 м, так как до этой глубины удалось проследить склон подводной горы. По характеру записи осадочная толща по профилю 9 имеет, очевидно, турбидитное происхождение. Из записей НСП и аномальных значений магнитного и гравитационного полей следует, что подводная гора образовалась до формирования осадочной толщи и имеет, очевидно, вулканическое происхождение.

Суммируя данные о строении осадочной толщи по отдельным профилям, можно охарактеризовать трансокеанский разрез Дакар—Бостон (рис. 27) следующим образом.

Осадочная толща в верхней части материкового подножия характеризуется повышенной мощностью, резкой слоистостью с выклиниванием отдельных слоев, что свидетельствует о турбидитных образованиях. Осадочная толща несет много следов неоднократных оползней с материкового склона. В рельефе этой геоморфологической провинции видны следы прохождения суспензионных потоков. Повышенная мощность осадочной толщи свидетельствует о возможном наличии здесь предматерикового прогиба.

Осадочный покров плато Зеленого Мыса характеризуется вулканогенно-осадочным комплексом пород мощностью не менее 600 м. Подводная гора высотой 1500 м образована, по-видимому, в результате складчатых движений, предшествующих процессу формирования осадочной толщи.

Нижняя часть материкового подножия характеризуется очень сложным рельефом фундамента. В отдельных депрессиях («карманах») мощность осадочной толщи достигает 1000 м. Слоистая, по-видимому, вулканогенно-осадочная толща нивелирует рельеф фундамента, образуя ровную поверхность дна. Небольшие неровности в рельефе дна обусловлены положитель-

ными формами рельефа фундамента, не полностью сnivelированным осадочным покровом.

Абиссальная равнина Зеленого Мыса характеризуется усложнением рельефа дна по направлению к зоне абиссальных холмов. Расчлененный рельеф поверхности обусловлен утоньшением осадочной толщи и выходом на поверхность древнего рельефа. Наиболее интересной особенностью абиссальной равнины Зеленого Мыса является наличие двух осадочных пачек пород, по-видимому, разного происхождения. Положительные формы рельефа дна соответствуют поверхности нижнего осадочного слоя.

В зоне абиссальных холмов в восточной части Атлантики записи не были получены.

Область Срединно-Атлантического хребта характеризуется отсутствием сколько-нибудь протяженного осадочного покрова. Осадки мощностью в среднем 100 м наблюдаются только в отдельных «карманах» на склонах хребта.

В западной части Атлантики в зоне абиссальных холмов ближе к хребту осадки лежат только в депрессиях рельефа поверхности фундамента, образующего здесь, так же как и в области срединного хребта, поверхность дна океана. На некотором расстоянии от срединного хребта гомогенный слой пелагических осадков мощностью около 150 м облекает поверхность фундамента, повторяя ее рельеф.

При переходе от зоны абиссальных холмов к абиссальной равнине Сом строение осадочной толщи резко меняется. Осадочная толща мощностью около 300 м, залегающая в депрессиях рельефа фундамента, образует идеально ровные участки дна между отдельными поднятиями фундамента, возвышающимися над поверхностью дна от 100 до 500 м. По данным бурения, осадочная толща в этой части абиссальной равнины Сом имеет карбонатный состав. Эти данные не соответствуют гипотезе Юинга о турбидитном генезисе рельефа абиссальных равнин. Хотя, несомненно, осадочный покров некоторых равнин имеет турбидитное происхождение, как, например, в северо-западной части равнины Сом у подводных гор Келвин (профиль 9), в других случаях мы должны искать другие причины образования рельефа абиссальных равнин. Одной из возможных причин может являться процесс гравитационного соскальзывания откладывающихся осадков с положительных форм поверхности фундамента в депрессии первичного рельефа (Ильин, 1967).

В северо-западной части абиссальной равнины Сом мощность осадочной толщи увеличивается. Тонкослоистая осадочная толща здесь имеет, очевидно, турбидитное происхождение.

ОПЫТ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПРИЕМНОЙ ЧАСТИ СИСТЕМЫ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

В процессе ввода непрерывного сейсмического профилирования в эксплуатацию пришлось решать ряд вопросов, связанных с обнаружением неисправностей в сейсмических пьезокосах, снижением фона помех и шумов. Ниже приводятся некоторые возможные способы решения этих вопросов, которые могут быть применимы и к другим подобным системам с целью повышения их эксплуатационных качеств.

К вопросу об обнаружении дефектов в пьезокосах. Электрическая схема сейсмической пьезокосы относительно проста. Емкость, образованная некоторым количеством пьезоприемников, соединена с согласующим устройством (трансформатор, усилитель или эмиттерный повторитель), который соединен с кабелем. Таким образом, необходимо проверять пьезодатчики, соединение между ними, согласующее устройство и кабель. Для косвенной проверки указанных элементов, исключаяющей необходимость разборки косы, могут быть применены следующие способы.

Проверка соединительных линий. Этот способ применим только к тем косам, в которых используется согласующий трансформатор. Выход косы соединяется с низкоомным выходом звукового генератора (например, ГЗ-39), от которого подается напряжение в пределах 2—3 в. Величина частоты выбирается экспериментально по лучшей слышимости при меньшем напряжении. В описываемом случае наиболее выгодная частота лежала в пределах 2—3 кГц. После этого прослушивается звучание косы непосредственно в пределах размещения каждого пьезоприемника. Величина подаваемого напряжения также зависит от уровня мешающих акустических шумов и коэффициента трансформации согласующего трансформатора. Указанная выше величина была достаточна для судна в условиях стоянки. Необходимо иметь в виду, что слишком большое напряжение может разрушить пьезоэлементы или нарушить их герметизацию. Отсутствие звучания указывает на обрывы соединительных линий в соответствующих местах.

Проверка пьезоприемников. В этом случае к выходу косы (кабелю) подключается достаточно чувствительный осциллограф (например, С 1-19). При нанесении легких ударов по косе в районе размещения пьезоприемника можно наблюдать короткий во времени колебательный процесс. По первой фазе этого колебания после многократного возбуждения можно условно определить правильность соединения пьезоприемников по полярности. Этот способ также дает возможность весьма грубо сравнить пьезоприемники между собой по чувствительности. При возбуждении одного пьезоприемника все другие представляют собой емкость и в сумме являются делителем. Поэтому эдс одного элемента в первом приближении ослабляется емкостным делителем в число, равное количеству пьезоприемников в косе. При обрывах внутри пьезоприемника и его полном разрушении указанная проверка дает надлежащий эффект. Необходимо также отметить, что выход из строя одного элемента (без замыкания) очень мало повлияет на работоспособность всей косы. Чем больше элементов, тем меньше будет это влияние.

Проверка согласующего трансформатора. Отсутствие замыканий в трансформаторе и других цепях и соединениях можно проверить по величине добротности. Все пьезоприемники и первичная обмотка трансформатора образуют резонансный контур, который при отсутствии нагрузки на вторичной обмотке может иметь добротность порядка 3—8 и явно выраженную частоту резонанса. Для проверки добротности параллельно вторичной обмотке (выход кабеля) подключаются осциллограф и ламповый вольтметр (например, С 1-19 и В 3-6), а напряжение от звукового генератора подается через резистор. С изменением частоты генератора меняется напряжение на вторичной обмотке.

На рис. 28 показана схема и приведены результаты измерений при различных напряжениях генератора (С — суммарная емкость всех пьезоэлементов косы; Тр-с — согласующий трансформатор, обычно его первичная обмотка — большая индуктивность — соединена с пьезоэлементами). Если трансформатор исправен, отсутствуют замыкания или большие потери в пьезоприемниках и соединительных линиях, то явление резонанса достаточно хорошо заметно. В данном случае оно лежит в пределах 35—40 гц.

Этот способ также позволяет определить электрическую частотную характеристику косы. Необходимо только нагрузить вторичную обмотку эквивалентом входного сопротивления усилителя.

Однако перечисленные способы проверки не позволяют без разборки обнаружить все неисправности. Очень трудно найти небольшие механические повреждения пьезоприемников и потерю чувствительности при объемном сжатии, когда наполняющая косу жидкость проникает во внутреннюю полость пьезоэлементов. В последнем случае одностороннее сжатие и нанесение легких ударов может создать обманчивое впечатление о работоспособности пьезоприемника.

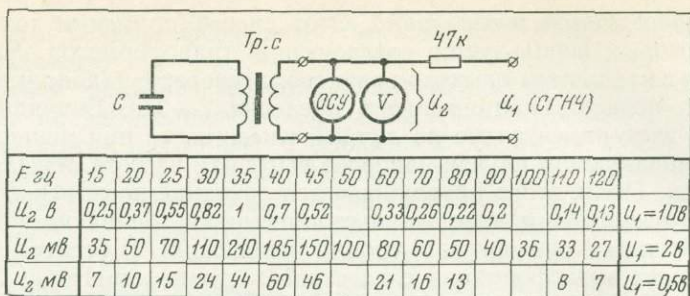


Рис. 28. Схема и результаты проверки добротности согласующего трансформатора пьезокосы. Достаточно хорошо проявляются резонансные свойства

Действительная причина неисправности косы была установлена только после разборки, которая показала нарушение герметизации пьезоприемников из-за разрушения герметика, покрывающего элементы. Дефект был устранен путем замены всех пьезоприемников на отечественные типа ПКС-4. Суммарная емкость после замены 20 датчиков составила $0,014 \times 20 = 0,28$ мф (вместо 0,24 мф). Коэффициент трансформации согласующего трансформатора 1/6,5.

Фон и помехи на входе системы. Когда пьезокоса имеет низкую акустическую чувствительность, весьма полезным является измерение собственных шумов и напряжения помех, паразитных наводок, хотя часто бывает весьма трудно разделить их. Такие измерения показали, что при общем усилении 28 000 суммарное напряжение (шума и наводок) на выходе главного усилителя составляет примерно 100 мв, а напряжение собственных шумов лежит в пределах 10—12 мв. Такой результат после приведения ко входу указывает на то, что напряжение шумов на входе составляет примерно 0,36 мкв, а напряжение наводок и связанное с другими факторами — около 4 мкв. На первый взгляд это весьма небольшие величины. Однако, учитывая весьма малый уровень полезных сигналов, влияние фона наводок может быть весьма существенным и на более позднем этапе работ с системой были сделаны попытки в целях их ослабления.

Приведенные выше результаты возможно не совсем точны, так как измерение напряжений наводочного характера достаточно сложно. В данном случае совсем не учитывался характер изменения этих напряжений во времени, а такие изменения вполне возможны. Для проведения более точных и надежных измерений необходим имитатор косы.

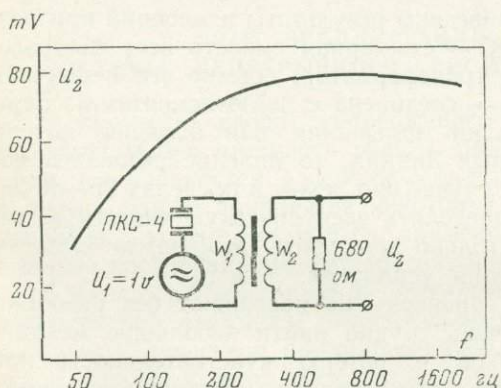


Рис. 29. Электрическая частотная характеристика гидрофона, который используется в схеме запуска самописца

Основное усиление отраженных сигналов обеспечивается одним из каналов (первым или вторым), каждый из которых имеет два усилителя: предварительный и главный. Проверка усилителей первого канала показала, что на выходе главного усилителя напряжение шумов составляет 50—60 мв, а максимальное выходное напряжение — 0,8 в. Такие результаты указывали на то, что динамический диапазон не превышает 16 и не зависит от усиления предварительного усилителя. Второй канал имел лучшие

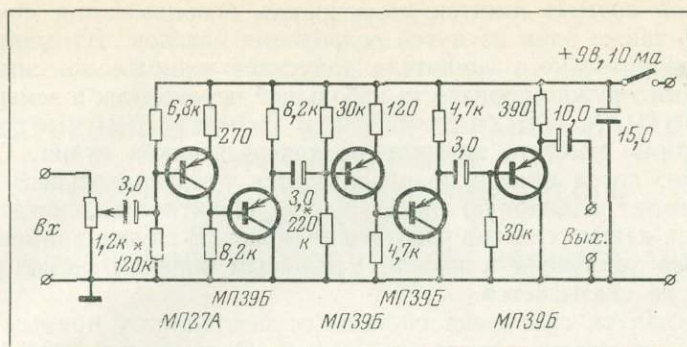


Рис. 30. Вариант электрической схемы для предварительного усиления прямого сигнала запуска самописца

параметры: максимальное выходное напряжение около 1 в, шумы на выходе 35 мв. Динамический диапазон в этом случае около 30.

Последующая проверка показала, что шум на выходе определяется в основном входной цепью главного усилителя, в которой используется эмиттерный повторитель с большим сопротивлением входа, обеспечивающим работу схемы временной регулировки усиления (ВРУ). Шум удалось

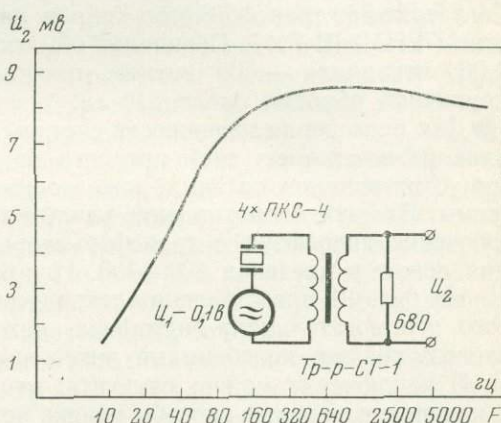


Рис. 31. Электрическая частотная характеристика гидрофона для обеспечения контроля за изменением интенсивности пневматического излучателя

уменьшить за счет снижения величины этого сопротивления. После этого выходное напряжение шума упало до 8—9 мв, а динамический диапазон увеличился почти до 100. Максимальное усиление главного усилителя лежит в пределах 700.

Для уменьшения влияния бортовой сети судна питание всех элементов системы (кроме самописца) было переведено на источники постоянного тока. Все усилители системы транзисторные и потребляют мало энергии, поэтому перевод их на питание от сухих батарей или аккумуляторов не связан с большими затруднениями. Только схема задержки потребляет относительно большой ток и для питания целесообразно применять аккумуляторную батарею с емкостью не менее 30—40 а/ч. Напряжение питания для большинства блоков 12 в.

Ослабления мешающих наводок можно ожидать при рациональной прокладке кабеля от косы. Следует избегать близкого расположения к силовым сетям и лебедкам. Ощутимое снижение фона было получено за счет прокладки кабеля с внешней стороны борта судна. Во всех случаях желательно иметь кабель с двойным экраном.

В данной системе имеется возможность использования симметричной линии. Это также один из путей ослабления наводок. Входной трансформатор предварительного усилителя допускает возможность симметрирования. Для этого нужно произвести небольшой перемонтаж и заменить разъемы.

Необходимо отметить влияние радиопередатчиков судна. Оно весьма существенно, когда в косе не используется предварительный усилитель, а кабель имеет одинарную экранировку. Практически, когда работают передатчики, данная система работать не может. В случае применения предварительного усилителя и кабеля с двойным экраном работа передатчиков почти не сказывается.

Обычно запуск самописца системы осуществляется прямым сигналом, который принимается сейсмической косой. Однако этот способ не свободен от некоторых недостатков, которые можно устранить, если использовать отдельный гидрофон. При этом реализуются следующие преимущества: уменьшается вероятность запуска от случайного сигнала, повышается надежность запуска, так как существенно увеличивается отношение сигнал/помеха; устраняются геометрические искажения.

При такой схеме запуска использовался один из предварительных усилителей системы. Гидрофон крепился к буксировочному канату в 2 м от пневматической пушки. Его электрическая частотная характеристика при нагрузочном резисторе 680 ом показана на рис. 29. Гидрофон собран в корпусе Г-67 м. В качестве чувствительного элемента используется ПКС-4м. Согласующий трансформатор собран на сердечнике из пермалловых пластин (79НМ) Ш 7×7. Первичная обмотка имеет 7000 витков, провод ПЭЛ-1 0,06; вторичная — 500 витков, провод ПЭЛ-1 0,18 мм. Индуктивность первичной обмотки около 340 гн.

Для повышения надежности системы лучше иметь отдельный усилитель, одна из возможных схем которого показана на рис. 30. В ней заземлен минус источников питания, как это имеет место у других усилителей системы. Входное сопротивление усилителя около 1 ком и рассчитано на подключение гидрофона с трансформаторным выходом. Коэффициент усиления лежит в пределах 300—400. Напряжение питания 9 в.

На рис. 31 представлена электрическая частотная характеристика другого вспомогательного гидрофона, который использовался для контроля за возможными колебаниями интенсивности пневматического излучателя.

В заключение можно отметить, что внесенные в систему дополнения и изменения, а также способы поиска неисправностей в сейсмических пьезокосах могут быть учтены при эксплуатации других аналогичных систем.

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
В РИФТОВОЙ ЗОНЕ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА
ПО ДАННЫМ
ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ**

Одной из основных задач при работах по ГСЗ в 6-м рейсе «Академика Курчатова» было изучение строения земной коры и верхней мантии в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. Эти исследования были выполнены на полигонах II и IV.

Перед началом рейса были известны результаты исследований рифтовой зоны Северной Атлантики американскими и английскими экспедициями (Talwani et al., 1965), выявленные этими исследованиями общие закономерности поведения основных слоев земной коры от «типичного» океана к рифтовой зоне и внутри ее. Однако профили ГСЗ, выполненные в основном экспедициями «Атлантик-180» и «Вима-10», носили поисковый характер. В частности, не все они строго привязаны к определенным структурным элементам и в недостаточной мере обеспечены данными по геоморфологии дна. Регистрация велась дрейфующими судами.

Изучение структур мозаично-блокового характера, при их небольших линейных размерах (десятки, а иногда и несколько километров; так, рифтовые долины имеют ширину 5—10 км), возможно, как это показал опыт советских экспедиций в районе Срединно-Индоеокеанского хребта (Непрочнов и др., 1969), только на полигонах. Полигонный характер исследований определил применяемую для регистрации аппаратуру (автономные донные и плавучие станции с фиксацией в определенных точках).

В 5-й главе описывается техника и методика исследований на полигонах, приводятся особенности методики ГСЗ в 6-м рейсе «Академика Курчатова», приводятся результаты ГСЗ и данные по измерению скоростей сейсмических волн в образцах пород, осадочных и коренных, поднятых со дна океана.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Работы по ГСЗ были организованы следующим образом. Сначала на полигоне проводилась геофизическая съемка, включающая в себя эхолотный промер. На основании полученных геоморфологических данных выбиралось местоположение профиля с наиболее ровным рельефом дна. Вдоль профиля расставлялись регистрирующие сейсмические приборы. Донные станции опускались при помощи капронового фала либо стального троса. Верхняя часть троса крепилась к реперному бую, к которому привязывались плавающая станция либо сейсмический радиобуй. После расстановки приборов производились взрывы. Судно двигалось по профилю со скоростью 10 узлов, взрывы следовали через 5—6 мин, то есть примерно через 1 милю. Подрыв зарядов тротила весом в 36 кг осуществлялся на глубине 30—35 м при помощи буксируемой взрывмагистрали по методике, широко используемой в практике морской сейсморазведки. После окончания взрывов регистрирующие приборы поднимались на борт судна при помощи лебедок.

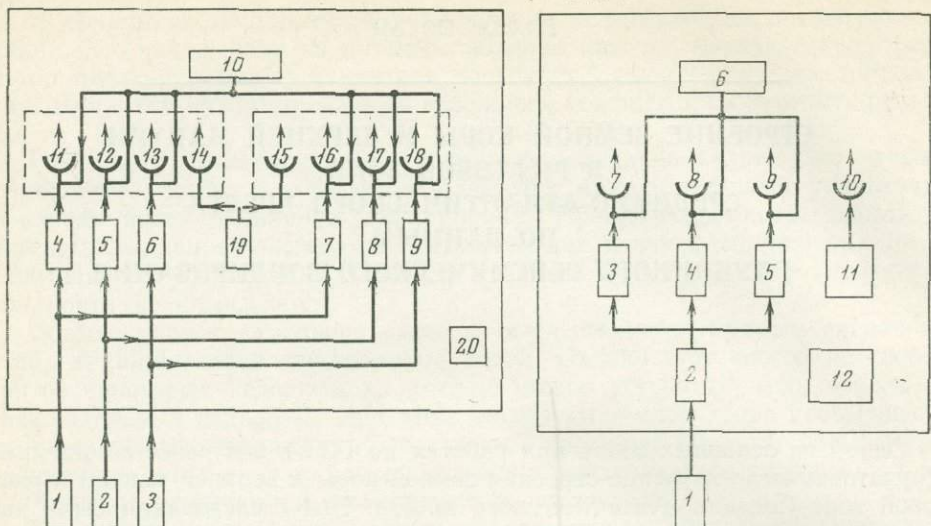


Рис. 32. Блок-схема автономной сейсмической станции конструкции ИФЗ АН СССР для наблюдений на суше и на дне океана

1—3 — сейсмографы (три компонента); 4—6 — усилители с высоким коэффициентом усиления; 7—9 — усилители с низким коэффициентом усиления; 10 — генератор подмагничивания; 11—18 — магнитные головки в первом (11—14) и втором (15—18) блоках четырехканальных головок; 19 — кварцевые часы; 20 — источники питания

Рис. 33. Блок-схема автономной буйковой сейсмической станции

1 — гидрофон; 2 — согласующий усилитель; 3—5 — усилители; 6 — генератор подмагничивания; 7—10 — магнитные головки; 11 — кварцевые часы; 12 — блок питания

Для регистрации использовались автономные приборы — донные сейсмографы конструкции физического факультета МГУ (Рыкунов, Седов, 1967) и сейсмические радиобуи Института океанологии СССР (Лунарский, 1962), успешно применявшиеся ранее, а также макеты донных и буйковых станций, разработанных в ИФЗ АН СССР.

Автономные сейсмические станции. Донная сейсмическая станция, блок-схема которой приведена на рис. 32, принципиально не отличается от известной конструкции, разработанной в МГУ. Поэтому предполагая, что читатель знаком с этой конструкцией (Рыкунов, Седов, 1967), мы остановимся лишь на описании отличий.

Сигнал от каждого сейсмографа регистрируется на двух трактах магнитной записи, что позволяет на 30 дБ расширить динамический диапазон регистрируемых сигналов. В макетах ДС, которые использовались во время экспедиции, это осуществлялось следующим образом.

Лентопротяжный механизм имел два тракта движения пленки шириной 6,25 мм, которые велись одним тонвалом. На одной магнитной ленте на трех дорожках регистрировались сигналы от трех сейсмографов, усиленные в 300 раз, а на четвертой дорожке регистрировались марки времени. На другой магнитной ленте на трех дорожках регистрировались сигналы от тех же сейсмографов, но усиленные в 10 000 раз, а на четвертой дорожке, так же как и на первой, регистрировались те же марки времени.

В автономной станции ДС, разработанной в ОКБ ИФЗ АН СССР, все сигналы записываются на 8 дорожках магнитной пленки шириной 12,7 мм.

Расширение динамического диапазона регистрируемых волн позволило при работах по ГСЗ уверенно разделить преломленные и водные волны и определить времена вступления последних. Собственные шумы в полосе частот тракта записи, приведенные ко входу, не превышают 0,5 мкВ.

Для хранения времени в ДС применяются кварцевые часы, конструкция которых разработана в ИФЗ АН СССР. Стабильность хода кварцевых часов позволяет вести непрерывные наблюдения на дне в течение 15 суток с погрешностью привязки любого зарегистрированного сигнала к абсолютному времени, не превышающей 0,01 сек. Конструкция кварцевых часов, которые применяются как в донных, так и в буйковых станциях, будет более подробно рассмотрена ниже.

Перед экспедицией был опробован макет устройства для определения на дне азимута горизонтальных сейсмографов. Это устройство состоит из измерительного элемента скважинного инклинометра ИК, представляющего собой компас в карданном подвесе и часовой механизм.

Устройство помещается в глубоководный контейнер из нержавеющей стали Х18П10Т, который крепится на контейнере ДС. Измерения показали, что отклонения стрелки компаса, помещенного в контейнер из стали Х18П10Т, от показаний компаса без контейнера не превышают 1—2°.

После установки станции на дно включается часовой механизм, время работы которого выбирается больше времени опускания ДС на дно, и пружина арретирует компас. После подъема снимаются показания компаса. Основные характеристики ДС:

1. Сейсмографы — один вертикальный и два горизонтальных — помещенные в кардановом подвесе.
2. Динамический диапазон регистрируемых сигналов 70 дб.
3. Уровень шумов тракта — воспроизведения, приведенный ко входу, не превышает 0,5 мкв.
4. Частотный диапазон 3—15 гц.
5. Время непрерывной регистрации 6 суток (в ОКБ ИФЗ АН СССР разработана ДС с непрерывной регистрацией в течение 14 суток).
6. Погрешность привязки любого зарегистрированного процесса к абсолютному времени по кварцевым часам не превышает $\pm 0,01$ сек.
7. Размеры (без глубоководного контейнера): диаметр 160 мм, длина 1500 мм.

Из-за потерь ДС, о которых говорилось выше, наблюдения проводились в основном с макетами, которые были изготовлены на судне во время рейса.

Автономная буйковая сейсмическая станция, макеты которой применялись в работах методом ГСЗ, достаточно хорошо описана.

Ниже мы приводим краткую характеристику автономной сейсмической станции АС 4С, разработанной в ОКБ ИФЗ АН СССР на базе макетов автономной буйковой сейсмической станции.

Станция АС 4С предназначена для непрерывных сейсмических наблюдений на поверхности моря и может быть использована при работах по методу глубинного сейсмического зондирования, для регистрации землетрясений и при других сейсмических исследованиях.

Регистрация сигналов ведется на магнитную пленку шириной 6,25 мм способом прямой записи с высокочастотным подмагничиванием.

Блок-схема станции приведена на рис. 33. Сигнал от гидрофона (1) поступает на согласующий усилитель (2). Далее сигнал подается параллельно на три транзисторных усилителя (3—5) с коэффициентом усиления 1,30 и 100. С выходов усилителей сигналы поступают на 3 магнитные головки (7—9) четырехканального блока магнитных головок. На эти же головки поступает сигнал от транзисторного генератора подмагничивания частотой 1500 гц. На четвертую головку (10) подаются марки времени от кварцевых часов (11). Блок питания (12) состоит из 24 аккумуляторов СЦС-12 и обеспечивает непрерывную работу станции в течение четырех суток.

Все блоки станции, за исключением гидрофона, помещены в герметичный контейнер из нержавеющей стали, выдерживающей давление до 15 атм. Гидрофон, помещенный в помехозащитный контейнер, соединяется с аппаратурным контейнером кабелем КТШ-0,3 длиной 10 м.

Во время регистрации аппаратурный контейнер и гидрофон находятся на глубине 50—80 м и соединяются с поверхностным поплавком и опознавательным буюм ПРБ-66 упругим многоступенчатым резиновым амортизатором длиной 50 м. Такая связь аппаратурного контейнера с поверхностным буюм при определенном (см. ниже) соотношении размеров контейнера с аппаратурой, гидрофона и поверхностного буя позволяет получить при работе станции в дрейфе фон, близкий к региональному — 1—2 дин/см² в полосе частот 3—12 *гц*, практически вне зависимости от погоды.

Основные технические данные станции АС 4С следующие:

1. Время непрерывной регистрации 4 суток.
2. Способ регистрации — непосредственная магнитная запись с высокочастотным подмагничиванием на пленку шириной 6,25 мм.
3. Скорость движения магнитной пленки 1 мм/сек.
4. Диапазон регистрируемых частот 3—50 *гц*.
5. Минимальный регистрируемый сигнал 0,5 дин/см².
6. Динамический диапазон регистрируемых сигналов при параллельной регистрации на трех трактах магнитной записи 100 дб.
7. Максимальная погрешность привязки любого зарегистрированного процесса к абсолютному времени, осуществляемой при помощи кварцевых часов, не превышает 0,01 сек. Марки времени — минутные и секундные с индикацией номера минутной марки от момента пуска часов.
8. Общая потребляемая мощность при $t = 0^\circ \text{C}$ 3 *вт*.
9. Размеры контейнера с аппаратурой: длина 180 мм, диаметр 1500 мм.
10. Вес в воздухе 60 кг.

В работах по ГСЗ АБСС использовались в основном на привязи к буям донных станций и, кроме этого, в небольшом объеме с их помощью были проведены наблюдения в дрейфе.

Прежде чем проанализировать результаты наблюдений, рассмотрим коротко вопрос о способах снижения уровня помех при наблюдениях на поверхности моря. Многочисленные эксперименты с различными системами отвязок от помех, проведенные в 1965—1969 гг., позволили сделать следующие выводы.

Есть две основные причины местных помех, действующие на приемные устройства, помещенные вблизи поверхности воды. Первая — это волнение поверхности моря. Помехи от волнения во многих случаях можно устранить, используя петлевую подвеску гидрофона. Более универсальна и удобна в работе упругая подвеска.

Вторая причина связана с перемещением гидрофона в толще воды. Это перемещение обусловлено ветровым дрейфом корабля и буя и наличием разности течений в приповерхностном слое воды (несущей буй) и в слое воды на глубине гидрофона. Избавиться от помех, связанных с горизонтальными перемещениями гидрофона в толще воды, оказалось значительно сложнее, чем от вертикальных перемещений гидрофона, вызванных волнением моря. Применение упругого амортизатора полностью снимает помехи, вызванные волнением.

При работе АБСС в дрейфе наименьшие величины фона, близкие к региональному фону, были получены в тех случаях, когда размеры аппаратурного контейнера превосходили размеры поверхностного буя.

При закреплении точки АБСС на якорном бую (или использования большого буя в дрейфе) проскальзывание гидрофона относительно водной толщи неизбежно. Для уменьшения влияния обтекания гидрофона потоком воды и таких связанных с обтеканием эффектов, как вибрации, вихревые движения и др., может помочь придание обтекаемой формы гидрофону и соединительному кабелю.

Наблюдения с АБСС на привязи к бую ДС-1 были проведены 21 сентября на полигоне IV; несмотря на то что был получен фон 4—6 дин/см², удалось выделить вступления преломленных волн на расстояниях от пункта взрыва до 50—60 км, но на большей части записей уровень фона был выше амплитуды преломленных волн. Непостоянство уровня помех во время ре-

гистрации можно объяснить, по-видимому, передвижениями большого реперного буя ДС под действием ветра.

При работе в дрейфе 1 октября, когда использовался поверхностный буй большого размера (намного превышающий размеры аппаратурного контейнера АБСС), был получен высокий уровень помех.

При наблюдениях в дрейфе 21 октября во время проведения работ в Бискайском заливе с поверхностным буюм, размеры которого были меньше размеров аппаратурного контейнера, был получен постоянный за все время регистрации уровень помех — $2-4 \text{ дин/см}^2$.

Служба времени при работах по методу ГСЗ. Так как на автономные станции с регистрацией на магнитную ленту не передавался момент взрыва, то для определения времени пробега волн все записи, как в автономных станциях, так и на борту, при помощи кварцевых часов привязывались к единой системе времени. Эта привязка осуществлялась путем сверки показаний часов автономных станций с сигналами точного времени перед постановкой станций на регистрацию и после подъема.

Время любого зарегистрированного на пленке процесса определялось следующим образом.

По величинам уходов часов, замеренных перед постановкой и после подъема, определялся среднесуточный ход часов как разность этих уходов, поделенная на количество суток между поверками. Затем путем счета временных марок на магнитной пленке определялось показание часов автономной станции для момента регистрации сигнала, время которого предстояло определить. После этого с использованием величины среднесуточного хода определялась поправка за уход часов и вычислялось время в единой для всех станций системе отсчета времени. Время пробега сейсмической волны вычислялось как разность между временем прихода волны и моментом взрыва. Погрешность определения времени пробега сейсмических волн определяется погрешностью определения времени по часам автономной станции.

Проверки стабильности хода кварцевых часов, которые проводились перед рейсом и во время рейса, осуществлялись по той же методике, как и определение времени сигналов, зарегистрированных на магнитной пленке.

В течение 15-суточного интервала поверок, ежедневно снимались 2—3 поверки часов по сигналам точного времени. Затем по первой и последней поверкам определялся среднесуточный ход часов. После чего рассчитывался уход часов для каждой поверки и определялась погрешность определения времени по часам для моментов поверок как разность рассчитанного и измеренного хода часов.

Для 3 часов за 15-суточный интервал исследований (было сделано по 50 поверок для каждых часов) эта погрешность не превысила $\pm 0,01 \text{ сек}$.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГСЗ В 6-М РЕЙСЕ «АКАДЕМИКА КУРЧАТОВА»

Для обеспечения работ методом ГСЗ с одного судна использовалась система радиосейсмического буя (РСБ) (Лунарский, 1962), которая уже применялась во многих рейсах исследовательских судов Института океанологии АН СССР (Непрочнов и др., 1972). В значительной части методика существенно не менялась. Но каждый рейс отличается своими особенностями, которые часто определяются поставленными задачами по проведению исследований или возникшими в процессах подготовки и работ непредвиденными обстоятельствами. Поэтому в данном случае основное внимание уделено только новому в методике и вопросам применения новых элементов и узлов аппаратуры.

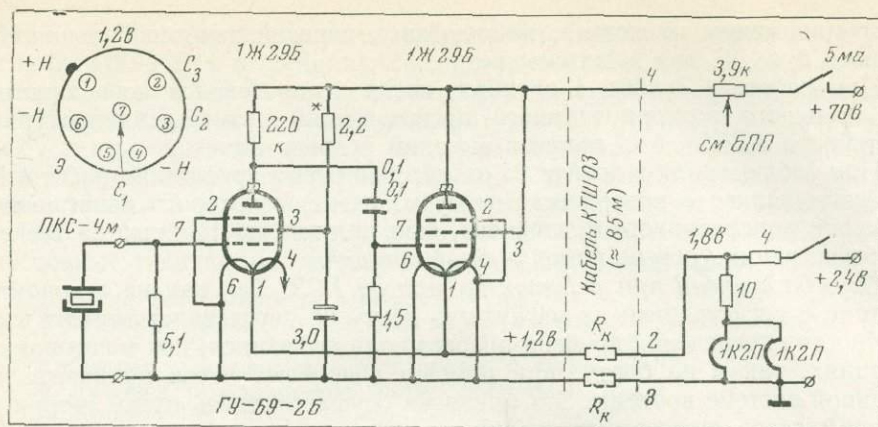


Рис. 34. Электрическая схема гидрофонного усилителя, обеспечивающего работу с трехжильным кабелем в системе радиосейсмического буя

Правая часть относится к схеме блока прямого преобразования

Ниже дается краткое описание проведенных усовершенствований элементов системы РСБ—гидрофона, антенного усилителя и других устройств, используемых при ГСЗ.

Блоки прямого (БПП) и обратного преобразования (БОП) были подвергнуты некоторой модернизации. В схеме стабилизатора БПП, который обеспечивает питание основного усилителя сейсмических частот, стабилизатор типа СГ2П заменен на СГ16П. Для условий более надежного зажигания стабилизатора в схему введено дополнительное реле РЭС-15, которое подключает нагрузку к стабилизатору только в том случае, если зажгется стабилизатор. В этих блоках также изменена схема усилителя звуковых частот с целью уменьшения общего усиления. Первый каскад, в котором использовалась пентодная схема, заменен на триодную. Несмотря на это, чувствительность по звуковому каналу оказалась несколько выше, чем по каналу сейсмических частот. Такое положение нельзя считать правильным. Однако оно было оставлено, так как для интерпретации материалов, полученных при помощи донных сейсмических станций, нужна высокая чувствительность по звуковому каналу.

Исправность блоков определялась при совместной проверке (напряжение поднесущей от БПП подавалось на вход БОП). При подаче на вход БПП (разъем кабеля гидрофона) напряжения, равного 10 мв (частота 6 гц), на выходе БОП соответствующего канала было около 0,5 в. При этом все регуляторы на блоках были в положении максимального усиления.

В случае применения радиостанций типа Р-105М напряжение поднесущей от БПП должно быть уменьшено до 0,2—0,4 в вместо 0,8—1,0 в при использовании Р 105Д. Радиостанции с наибольшей выходной мощностью отбирались для использования в радиобуе, а для судовой части выбирались станции с высокой чувствительностью. Во всех случаях предпочтение отдавалось радиостанциям с транзисторными преобразователями напряжения питания, которые были изготовлены в процессе подготовки к экспедиции. Такие преобразователи обеспечивают более высокий КПД и создают меньше помех.

Впервые в системе радиобуя для соединения с гидрофоном был применен более легкий кабель типа КТШ-03 (вместо КВД 4×1,5). Это потребовало создания новых гидрофонных усилителей, позволяющих использовать трехжильную соединительную линию. Схема одного из этих усилителей приведена на рис. 34. Возможность использования трехжильного кабеля обеспечена за счет вынесения нагрузочного резистора последнего каскада за пределы усилителя (в схему БПП). Усилитель двухкаскадный на одно-

типных лампах 1Ж29Б. В первом каскаде для увеличения усиления используется схема пентода, а во втором триодная схема для уменьшения выходного сопротивления. Усилитель охвачен сильной отрицательной обратной связью за счет питания первого каскада выходным напряжением второго. Схема имеет усиления порядка 40—50 и при использовании пьезокерамического приемника ПКС-4 обеспечивает на частоте 5 *мгц* неравномерность частотной характеристики не более 3 *дб*:

Напряжение питания цепи накала усилителя необходимо выбирать с учетом падения на жилах кабеля КТШ-03, которое примерно равно 0,6 *в*, если используется кабель длиной 80 *м*. Для выравнивания напряжения в схему накала (в БПП) дополнительно введено два проволочных резистора на 10 и 4 *ома*. В качестве источника используется аккумулятор от радиостанции 2КН-24. Его запаса энергии хватает на 100 *ч* непрерывной работы. Усилитель монтировался в корпус гидрофона Г-67М с переделанным гнездом для пьезоприемника (модернизированного) ПКС-4м.

Для придания нейтральной плавучести части кабеля была предпринята попытка использовать дюралюминиевые поплавки и продавленный пенопласт. Поплавки были предназначены для замены ранее использовавшихся пенопластовых. Они изготовлены из отрезков дюралевых труб ($50 \times 1,5$ *мм*, $l=400$ *мм*) с заглушками на торцах. Расчетная глубина погружения без деформации около 100 *м*. Эти поплавки в отличие от пенопластовых не меняют своего объема на рабочих глубинах и должны обеспечивать лучшие условия взвешивания кабеля до нейтральной плавучести. Они имеют положительную плавучесть около 0,4 *кг* и требуется 4—5 поплавков для взвешивания гидрофона и кабеля длиной около 30 *м*. Расстояние между поплавками подбирается опытным путем и лежит в пределах 5—7 *м*. Следует отметить, что применение для указанных целей специального кабеля нейтральной плавучести может не дать желаемого эффекта, так как он не обладает достаточной жесткостью. При погружении он, по-видимому, сжимается, и его объем, а следовательно, и плавучесть зависят от глубины погружения.

В качестве поплавков также использовался пенопласт, который был предварительно обработан давлением путем погружения его попутно с грунтовой трубкой на глубину около 1 *км*. После такой операции объем пенопласта, удельный вес которого 0,2, уменьшается в 2—4 раза, что дает основание надеяться на обеспечение большей стабильности объема на рабочей глубине.

Для ослабления дрейфовых и держковых помех проводились работы по использованию гидрофона нейтральной плавучести, который был изготовлен из отрезка дюралевой трубы ($50 \times 1,5$ *мм*). Его размеры (объем) выбирались с учетом получения нейтральной плавучести. Положительная конструктивная плавучесть компенсировалась весом кабеля, арматурой или дополнительными грузами. Для тех же целей использовалась подвеска гидрофона к отдельному поплавку. Ослабление концевых колебаний при сильных течениях может быть достигнуто за счет крепления к уравновешенному гидрофону отрезка капронового фала длиной 4—5 *м*.

Повышение уровня полезного радиосигнала и компенсация потерь в длинной линии и согласующих устройствах обеспечивались новым антенным усилителем АУ-69-1. Его схема была существенно упрощена (рис. 35), что позволило уменьшить мощность питания и габариты. Усилитель собран по каскадной схеме на двойном триоде 6Н14П. Оба контура настроены на частоту 42 *мгц*. Общая полоса пропускания 1—1,2 *мгц*. Коэффициент усиления по напряжению равен 6—10 и зависит от напряжения источников питания. Входное и выходное сопротивления усилителя 75 *ом*. Резистор (30 *ом*) предназначен для подавления возможной паразитной генерации. Фильтры из резисторов и конденсаторов в анодной и накальной цепях

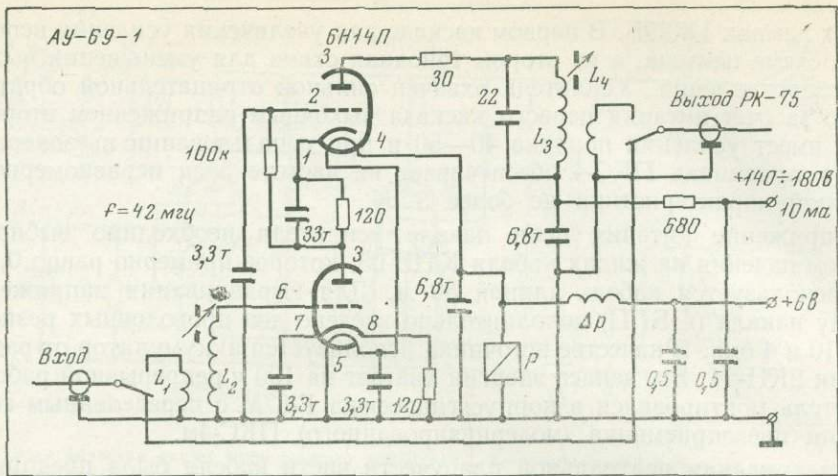


Рис. 35. Электрическая схема антенного усилителя

Реле типа РЭС-9 (РС 4.524.202). Каркасы диаметром 6 мм. Провод ПЭЛШО-0,21

служат для ослабления помех, которые могут наводиться по линиям питания.

Работоспособность приемной системы в случае выхода из строя антенного усилителя обеспечивается с помощью блокировки. При отсутствии напряжения накала контакты реле соединяют вход усилителя с выходом, что обеспечивает прохождение сигнала (без усиления). При проверке усилителя в лаборатории его выход необходимо нагружать безиндукционным резистором 70—80 ом. В процессе такой настройки желательно заметить расхождение по частоте между радиостанциями и генератором (например, Г 4-6), так как установка частоты может не совпадать. Конструктивно усилитель оформлен в цилиндрическом корпусе диаметром 50 мм и длиной 180 мм.

Так как приемная антенна имеет внутреннее сопротивление в пределах 14—20 ом, а усилитель и соединительный кабель имеют входное и волновое сопротивление 75 ом, то для согласования антенны с усилителем используется «Г»-звено из индуктивности (0,13 мкГн) и емкости (140 пф). Эти элементы соединены последовательно. Свободный конец конденсатора соединен с массой антенны, а конец индуктивности — со штырем антенны. Входной кабель антенного усилителя центральной жилой присоединен к средней точке звена (месту соединения индуктивности и конденсатора), а наружной оболочкой — к массе антенны.

Усилитель монтируется на горизонтальной штанге приемной антенны, которая устанавливается на площадке «Л»-мачты и ориентируется в сторону кормы. В этом случае наибольшая дальность радиоприема обеспечивается при нахождении радиобуя в кормовом секторе. Всесторонний прием может быть получен при установке на той же площадке антенны от радиобуя, при использовании ее в качестве приемной. Здесь также нужен антенный усилитель, только звено для согласования не требуется.

Перед установкой антенны на мачту необходимо проверить правильность подаваемых напряжений питания непосредственно около усилителя. С учетом падения на соединительных линиях напряжение накала на лабораторном щите в сейсмической лаборатории составляло 8,6 в, когда около усилителя было 6,5 в. Величина падения связана с сечением соединительного провода, в качестве которого лучше использовать подходящий коаксиальный кабель.

Окончательную проверку установленного на антенне усилителя производят с помощью генератора, который выносится на вертолетную пло-

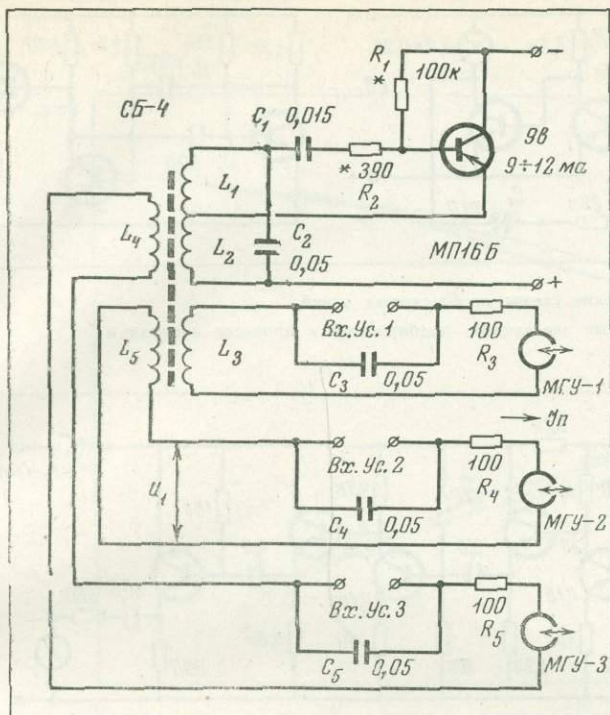


Рис. 36. Электрическая схема генератора подмагничивания для донной сейсмической станции (ДСС)

щадку или на палубу около нее. На шкале устанавливается частота, на которой настраивался антенный усилитель (обычно это 42 мГц), частотная внутренняя модуляция с девиацией 7 кГц и выходное напряжение 20—30 мв. К выходной головке присоединяется отрезок монтажного провода около 1 м, свободный конец которого закрепляется на высоте 0,5—0,7 м. В лаборатории включается вся система приема и радиостанция настраивается на сигнал генератора. После этого напряжение на выходе генератора уменьшается до такой величины (обычно это 3—7 мв), когда сигнал модуляции будет прослушиваться на фоне шумов. При этом необходимо тщательно настраивать радиостанцию (настройка по частоте и настройка антенны).

Затем включается антенный усилитель. При этом сигнал от генератора пропадает, так как переключается реле блокировки, и появляется только после прогрева лампы. В случае исправной работы антенного усилителя отношение сигнал/шум существенно улучшается. Если этого нет, то следует еще раз проверить антенный усилитель, так как возможно наличие паразитной генерации.

При сборке приемной антенны необходимо особое внимание обращать на качество контактов и соединений, иначе в ходе работ очень трудно будет обнаружить причины помех.

В рейсе широко использовались донные сейсмические станции (Непрочнов и др., 1969; Маловицкий и др., 1969). В процессе их настройки возникли трудности с налаживанием генератора подмагничивания, схема которого включает несколько резонансных контуров, сильно связанных между собой. Изменение параметров одного из контуров вносит большую расстройку в другие, что существенно осложняет настройку всей схемы.

В связи с этим была предложена и применена новая более простая схема. Она содержит только один резонансный контур (рис. 36). Ток подмагничивания обеспечивается отдельными обмотками. Величина напряжения подмагничивания устанавливается подбором резистора R_1 , а искажения

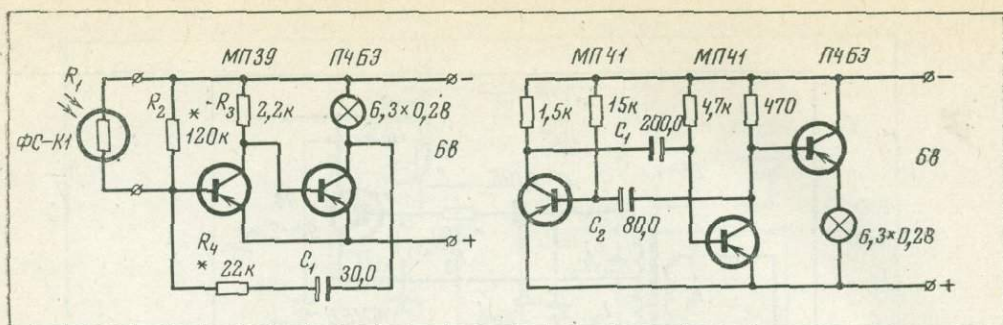


Рис. 37. Электрические схемы проблесковых огней
Элементы, отмеченные звездочкой, подбираются в процессе настройки

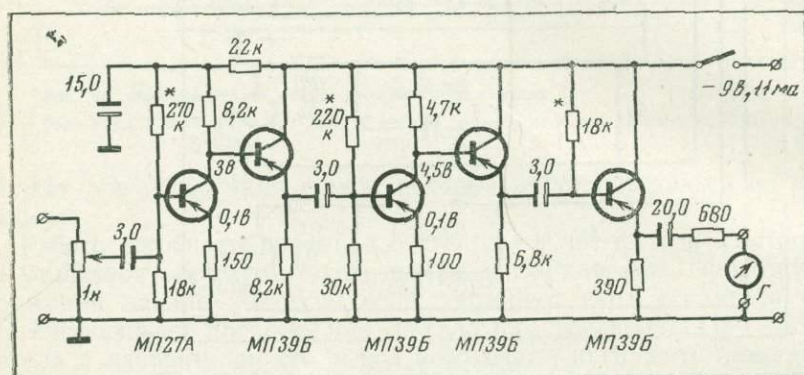


Рис. 38. Схема для усиления сигнала момента взрыва
Элементы, отмеченные звездочкой, подбираются в процессе настройки

формы тока корректируются R_2 . Индуктивность генератора выполнена на карбонильном сердечнике типа СБ-4. Обмотка L_1 содержит 40, а L_2 —88 витков провода ПЭВ-1 диаметром 0,18 мм. Обмотки L_3 — L_5 содержат по 500 витков провода ПЭВ-1 диаметром 0,1 мм. Генератор обеспечивает выходное напряжение (U_1) не менее 13 в и ток подмагничивания не менее 0,35 ма. Потребляемый ток лежит в пределах 9—13 ма; частота 12 кГц.

При постановках донных станций и радиобуев почти всегда применяются проблесковые огни, которые облегчают процесс поиска. Для этих целей были изготовлены и проверены две электрические схемы проблесковых огней, которые показаны на рис. 37. Простейшая схема с управлением собрана на двух транзисторах. В качестве источника света используется лампа накаливания 6,3 в×0,28 а. Подбором резистора R_1 определяется время включения, а резистор R_2 в небольших пределах меняет цикл работы. Преимуществом схемы являются простота, компактность и низкая стоимость. Однако она чувствительна к изменению температуры и воздействию светового излучения. При длительном интенсивном солнечном освещении фотоэлемент существенно меняет свои параметры и схема может перестать работать. Поэтому схему необходимо проверять и подбирать ее элементы при разных температурах и освещенностях. Ток, потребляемый схемой днем, лежит в пределах 20—30 ма. Примерный цикл работы: пауза 3—7 сек, горение 3—4 сек.

В основе другой схемы лежит несимметричный мультивибратор. Она работает непрерывно и используется в случаях отсутствия фоторезисторов. При указанных на рисунке данных режим работы следующий: пауза — 2 сек, горение 0,5 сек. При таком режиме средний ток потребля-

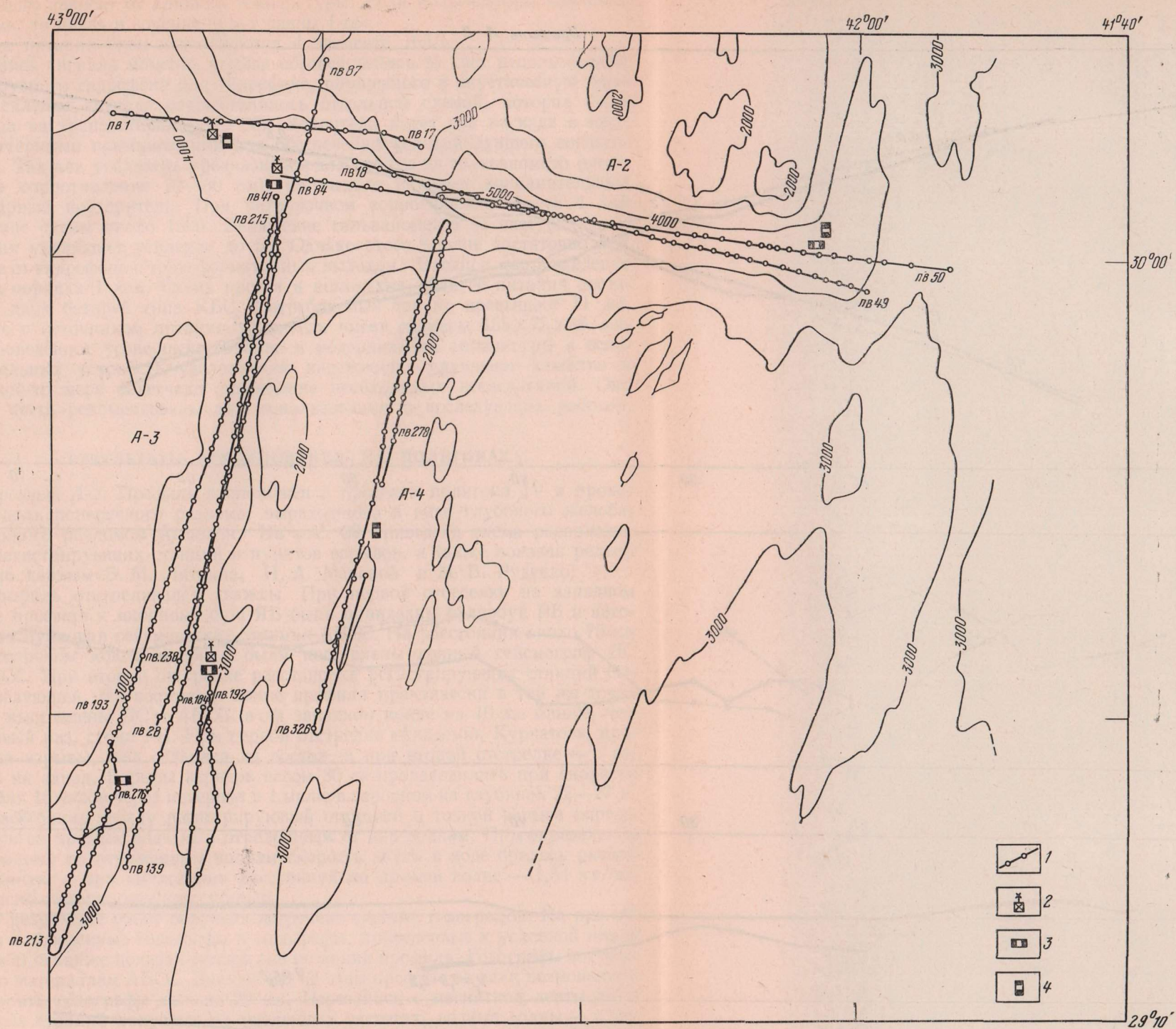


Рис 39. Схема расположения сейсмических профилей и рельеф дна (по В. М. Литвину, Н. А. Марогой и М. В. Руденко) на полигоне IV
 1 — сейсмические профили и пункты взрывов; 2 — радиобуй; 3 — донный сейсмограф, 4 — автономная плавающая станция

Профиль А-2

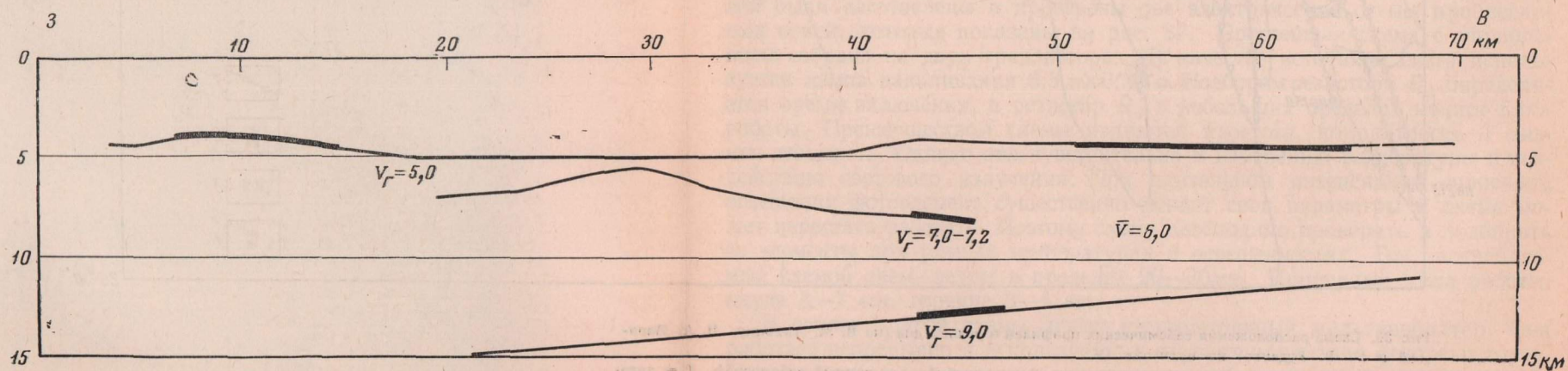
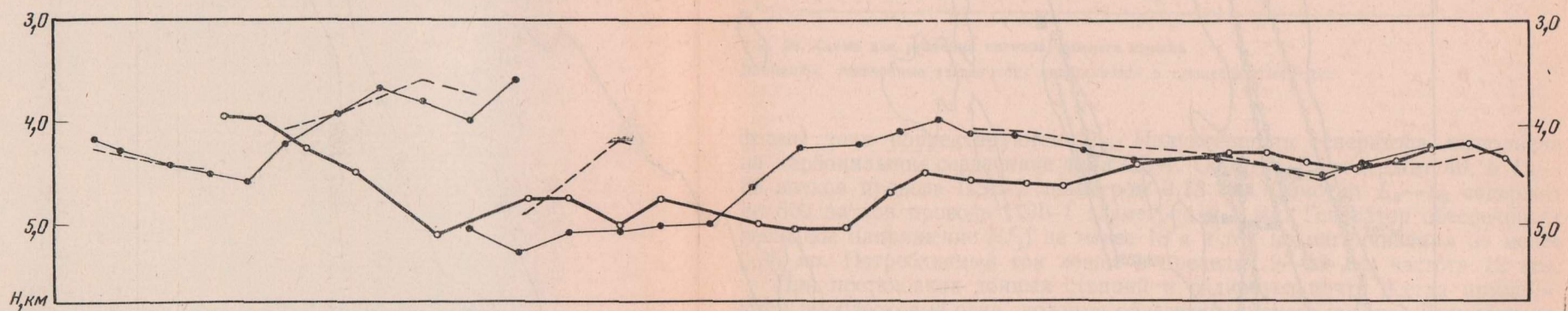
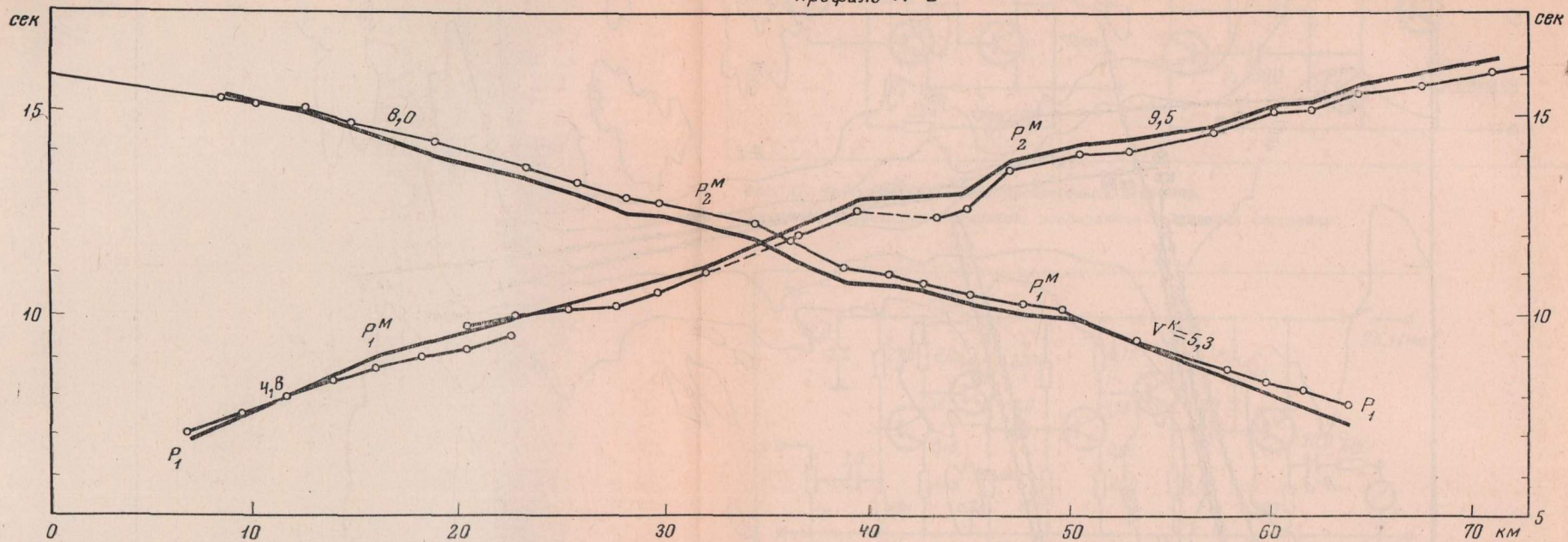


Рис. 40. Годографы, рельеф дна и сейсмический разрез для профиля А-2

ния составляет примерно 70 *ма*, если напряжение питания равно 6 *в*. Схема меньше зависит от влияния температуры. Если конденсаторы поменять местами, то пауза и горение будут равны 1 *сек*.

Для питания схем используются 4 элемента 165Л.

Запись сигнала момента взрыва обеспечивалась за счет использования буксируемого гидрфона или гидрфона, опущенного в акустическую шахту. Усиление сигнала осуществлялось отдельной схемой, которая была собрана на транзисторах (рис. 38). Усилитель имеет два каскада в паре с эмиттерными повторителями для обеспечения условий лучшего согласования. Так как усилитель предназначен для работы на гальванометр (внутреннее сопротивление 20—30 ом), на выходе включен дополнительный эмиттерный повторитель. При нагрузочной сопротивлении более 4 *ком* усиление схемы около 1000. Включение гальванометра за счет большого деления уменьшает усиление до 50. Однако этого вполне достаточно при работе от гидрофона с трансформаторным выходом. Входное сопротивление схемы порядка 1 *ком*. Схема проста и компактна. Для ее питания достаточно двух батарей типа КБС. Потребляемый ток не превышает 11 *ма*. Вместе с источником питания усилитель имеет размеры 155×75×45 *мм*.

Проведенное усовершенствование и модернизация аппаратуры и вспомогательных устройств увеличивают надежность, улучшают качество и в какой-то мере облегчают проведение необходимых исследований. Они могут быть рекомендованы для использования в последующих работах.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПОЛИГОНАХ

Профиль А-2. Профиль расположен в пределах полигона IV и проходит вдоль поперечного разлома, выраженного в виде глубокого желоба, названного разломом Атлантис. На рис. 39 приведена схема расположения регистрирующих станций и пунктов взрывов, а также показан рельеф дна по данным В. М. Литвина, Н. А. Маровой и М. В. Руденко.

Профиль отстреливался дважды. При первой отстрелке на западном конце профиля к якорному бую ЯБ были привязаны радиобуй РБ и автономная буйковая сейсмическая станция АБСС. На расстоянии около 75 *км* на восточном конце профиля были поставлены донный сейсмограф ДС и АБСС. При второй отстрелке расстановка регистрирующих станций была следующей. На восточном конце профиля практически в той же точке были выставлены ДС и АБСС, а на западном конце на 10 *км* ближе, чем в первый раз, стоял РБ. При первой отстрелке «Академик Курчатов», производя взрывы, шел с запада на восток, а при второй отстрелке — с востока на запад. Взрывы зарядов весом 36 *кг* производились при скорости корабля 10 узлов через интервал в 1 милю в основном на глубинах 22—27 *м*.

Расстояния между регистрирующей станцией и точкой взрыва определялись по прямым водным и отраженным от дна волнам. При определении расстояний по отраженным волнам скорость звука в воде бралась равной 1,5 *км/сек*, а при вычислении расстояний по прямой волне — 1,54 *км/сек*, согласно гидрологическим данным.

В результате работ получена встречная система годографов. На рис. 40 даны наблюденные годографы и годографы, приведенные к условной линии (4,4 *км*), а также показан рельеф дна по линии профиля. Годографы построены по материалам АБСС. Данные РБ на этом профиле не дали возможности построить годографы дальше 20 *км*. Перезаписи с магнитной ленты автономных станций получены на различных частотах; водные волны — в полосе 30—150 *гц*, преломленные на частотах 6,5—19, 5—10, 3—7, 2,5—5,5 и 1,5—3,0 *гц*. Примеры записей показаны на рис. 41.

На сейсмограммах РБ и АБСС зарегистрированы прямые водные, отраженные от дна и преломленные волны. Прямые волны выделяются до расстояния 18 *км* (по данным РБ) и до 11—14 *км* (по материалам АБСС).

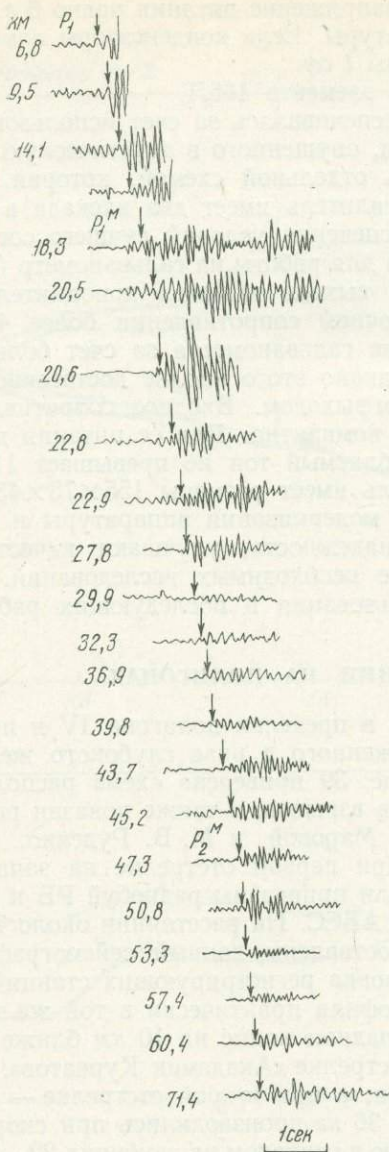


Рис. 41. Примеры записей сейсмических волн на станции 1 профиля А-2 (при регистрации автономной плавающей станции)

ных волн убывает с расстоянием. Области смены волн на графиках отмечаются увеличением амплитуд. По графикам определены эффективные коэффициенты затухания. Для волн P_1 $\alpha_{эф} = 0,28 \text{ км}^{-1}$; для P_1^M $\alpha_{эф} = 0,12 \text{ км}^{-1}$, для P_2^M $\alpha_{эф} = 0,07 \text{ км}^{-1}$. Для определения природы зарегистрированных на профиле А-2 волн следует сделать расчет интенсивностей волн на основании модели, близкой по строению земной коры, выявленному на данном профиле, а также попытаться выделить и проследить волны в последующих вступлениях.

Полученная система годографов дала возможность построить методом полей времен границы для волн P_1^M и P_2^M . Для волны P_1 система годогра-

Отраженные от дна волны регистрируются по всей длине профиля. Полученные переписи дают возможность выделить и проследить преломленные волны лишь в первых вступлениях, за исключением небольших участков для волн P_1 , где они регистрируются между прямой и отраженной волной.

Волны P_1 регистрируются в интервале 7—16 км (станция 1) и 9—23 км (станция 2). Годографы прямолинейны в условиях ровного рельефа. Кажущиеся скорости соответственно равны 4,8 и 5,3 км/сек.

Волны P_1^M на станции 1 прослеживаются в интервале 16—47 км, на станции 2—в интервале 23—38 км. Смена волн P_1 и P_1^M отмечается по излому годографа. Годографы волн P_1^M остались криволинейными и после приведения годографов к условной линии.

Волны P_2^M зарегистрированы на расстояниях 47—73 км (станция 1) и 38—64 км (станция 2). Годографы этих волн хорошо увязываются во взаимных точках. На станции 1 кажущаяся скорость волны P_2^M равна 9,5 км/сек, а на станции 2 около 8,0 км/сек. Смена волн P_1^M и P_2^M отмечается по излому годографа.

Для первых волн этого профиля построены амплитудные графики (рис. 42). Пункты взрывов для обеих станций на рисунке совмещены. Графики показывают, что интенсивность зарегистрированных преломлен-

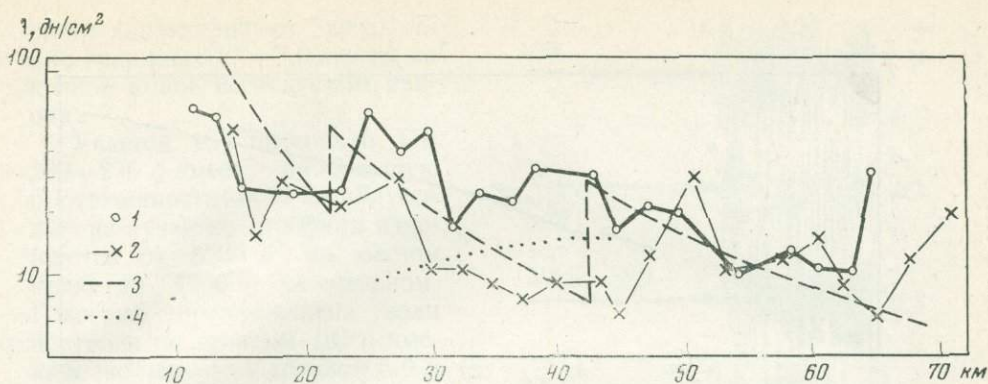


Рис. 42. Амплитудные графики первых волн для профиля А-2

1 — на станции 2; 2 — на станции 1; 3, 4 — расчетные графики амплитуд

фов является явно недостаточной. Построение границ велось от условной линии, при этом предполагалось, что зарегистрированные волны являются головными. Полученные годографы дают основание считать, что осадки с малыми скоростями практически отсутствуют и что первой границей со скоростью $5,0 \text{ км/сек}$ является поверхность дна. Вторая граница строилась при скорости в покрывающей среде $5,0 \text{ км/сек}$. Граничная скорость для второй границы определена на небольшом участке, она равна $7,0\text{--}7,2 \text{ км/сек}$. Следует заметить, что глубина и поведение этой границы определены неточно из-за невозможности уверенно определить взаимное время и сложной формы годографов. Третья граница построена при средней скорости в покрывающей среде $6,0 \text{ км/сек}$ (скорость определена по точке пересечения годографов). Граничная скорость на этой границе около $9,0 \text{ км/сек}$. Граница залегает на глубинах $10\text{--}15 \text{ км}$ и испытывает подъем к восточному концу профиля. Сейсмический разрез приведен на рис. 40.

Профиль А-3. Этот профиль находится в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта и ориентирован с севера на юг. Глубины в рифтовой долине на профиле А-3 составляют: на севере — около 4000 м , на юге — от 3200 до 3700 м . Рифтовые гряды имеют четко выраженное блоковое строение.

На этом профиле расположены якорные буи 3, 6 и 7. К якорному бую 3 привязан радиобуй (РБ), а к якорным буям 6 и 7 привязаны автономная буйковая сейсмическая станция (АБСС) и донный сейсмограф (ДС). Метеорологические условия для сейсмических работ на профиле А-3 были в общем удовлетворительными.

Взрывающий корабль «Академик Курчатов» производил взрывы (см. рис. 39) от ПВ 193 на юг до ПВ 213, затем судно повернуло на север и прошло до ПВ 275; вторая часть профиля А-3 располагается от ПВ 86 на юг до ПВ 139. Взрывы на обоих участках производились через 1 м ил, а вес применяемого заряда равнялся 36 кг . Заряды подрывали на глубинах примерно $22\text{--}25 \text{ м}$.

Донные сейсмографы записали преломленные волны на участках ПВ 193—275, а РБ зарегистрировал преломленные волны на участке ПВ 86—193.

Для построения сейсмических годографов важную роль играет определение расстояния от пункта взрыва до станции регистрации. Расстояние от передвижного пункта взрыва («Академик Курчатов») до станции регистрации (ДС, РБ) определялось в основном по прямой звуковой волне.

В интервале ПВ 193—213 получены записи от донного сейсмографа.

Участок имеет небольшую протяженность — 30 км . Глубины по профилю изменяются с севера на юг от 3500 до 2000 м . Радиобуй здесь ре-

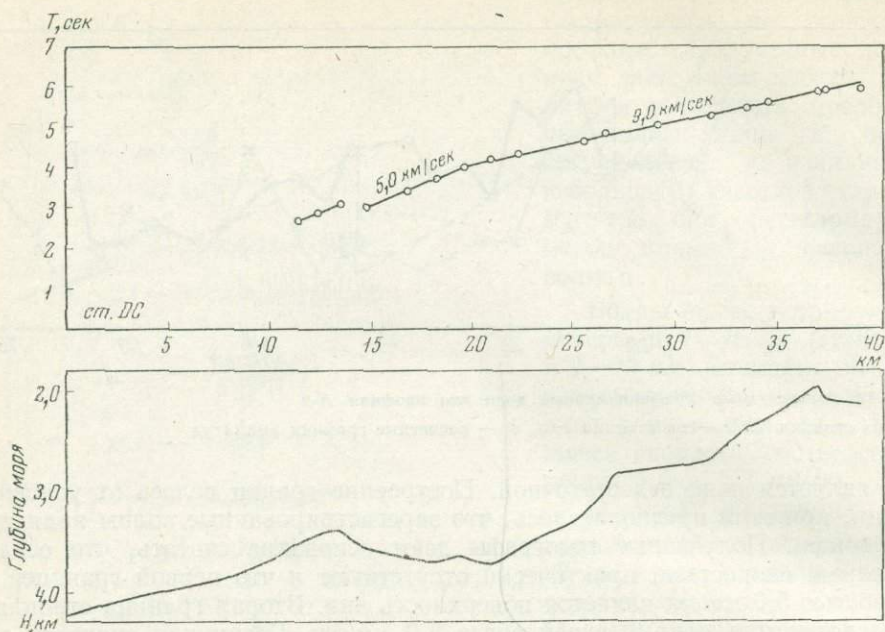


Рис. 43. Годографы и рельеф дна для профиля А-3 на участке ПВ 193—213

гистрировал только водные волны, которые использовались для определения расстояний от передвижного пункта взрыва до станции регистрации ДС. Годографы первых волн, полученных ДС, и примеры сейсмограмм приведены на рис. 43, 44.

На годографе ДС для ПВ 193—213 (см. рис. 43) можно выделить 2 волны. С расстояния 15 км в первые вступления выходит P_1 с $V^* = 5,0$ км/сек и прослеживается до расстояния примерно 20 км, где происходит, вероятно, смена волн, на что указывают наклон годографа и динамические особенности записи сейсмических волн. Группа волн P_1 имеет интенсивную и плохо разрешенную запись. Интенсивность первых волн на ПВ 200 резко возрастает, что связано, по-видимому, с интерференцией волн P_1 и P_1^m . Волна P_1^m с $V^* = 9,0$ км/сек выходит в первые вступления с 20 км и прослеживается до 37 км. Эта волна имеет по сравнению с волной P_1 меньшую интенсивность и четко отделяется от последующих групп волн. Подобные записи наблюдаются и на других участках профиля. Отмечая более высокую $V^* = 9,0$ км/сек волны P_1^m , можно высказать предположение, что большая кажущаяся скорость волны P_1^m обусловлена воздыманием преломляющей границы.

Участок в интервале ПВ 214—238 простирается параллельно участку ПВ 193—213 и находится почти в том же самом месте рифтовой долины. Протяженность участка 30 км. На годографе (рис. 45, а), построенном по записям ДС, наблюдаются волны с $V^* = 5,0$ км/сек. Волна с $V^* = 5,0$ км/сек регистрируется в первых вступлениях в интервале от 7 до 17 км, а волны с большими кажущимися скоростями (7,0 и 8,4 км/сек) наблюдаются в интервале от 17 до 37 км. Анализ динамических признаков и сложный рельеф не дают основания для предположения, что эти кажущиеся скорости относятся к разным границам. Независимые результаты по двум параллельным участкам (ПВ 193—213 и ПВ 214—238) дали повышенные скорости 9,0 и 8,4 км/сек; учитывая резкое изменение рельефа на сравнительно небольшом участке, можно предположить, что повышенные кажущиеся ско-

рости характеризуют ∇ воздымание границы с $V^* = 7,0$ км/сек на южном конце исследуемого района.

Участок в интервале ПВ 239—275 имеет наибольшую протяженность — 42 км. Глубины на участке профиля изменяются от 3200 м на южном краю до 4200 м на северном. Годограф преломленных волн построен по записям ДС и имеет 2 волны с V равной 5,0 и 7,0 км/сек. Волна P_1 прослеживается в интервале 8—15 км, а волна P_1^M выходит на расстоянии 15 км и регистрируется до 37 км (рис. 45, б). Кроме записей ДС на этом участке были получены записи преломленных волн радиобуем. На годографе РБ наблюдаются также 2 волны P_1 и P_1^M , которые имеют соответственно $V = 5,0$ км/сек и 7,0 км/сек. Определить область смены волн из-за относительно больших расстояний между пунктами взрыва не удалось. Совокупность данных ДС и РБ позволяла построить систему встречных годографов.

Для станций регистрации ДС на профиле А-3 были построены графики зависимости амплитуды первых волн от расстояния (рис. 46—48). Эти графики показывают характер затухания сейсмических волн. Амплитуды волн построены в микровольтах, а расстояния даны в километрах.

На амплитудной кривой для ПВ 193—213 наблюдаются 2 максимума амплитуд. Сопоставление амплитудных графиков и годографов первых волн показывает, что второй максимум, наблюдаемый на расстоянии 20 км, находится в области смены волн P_1 и P_1^M и является, по-видимому, следствием интерференции этих волн. Подобные максимумы наблюдаются и на амплитудных кривых ПВ 238—214 и ПВ 239—273. Следует выделить амплитудную кривую, построенную по данным ПВ 239—273, так как здесь дополнительно наблюдается интенсивный максимум на большем расстоянии — 45 км. Сравнение амплитудного графика с годографом той же станции показывает, что этот максимум, вероятно, можно отнести к области смены волн P_1^M и P_2^M . Из анализа приведенных амплитудных графиков видно, что в интервалах от 8 до 15 км (волна P_1) и от 18 до 37 км (волна P_1^M) гра-

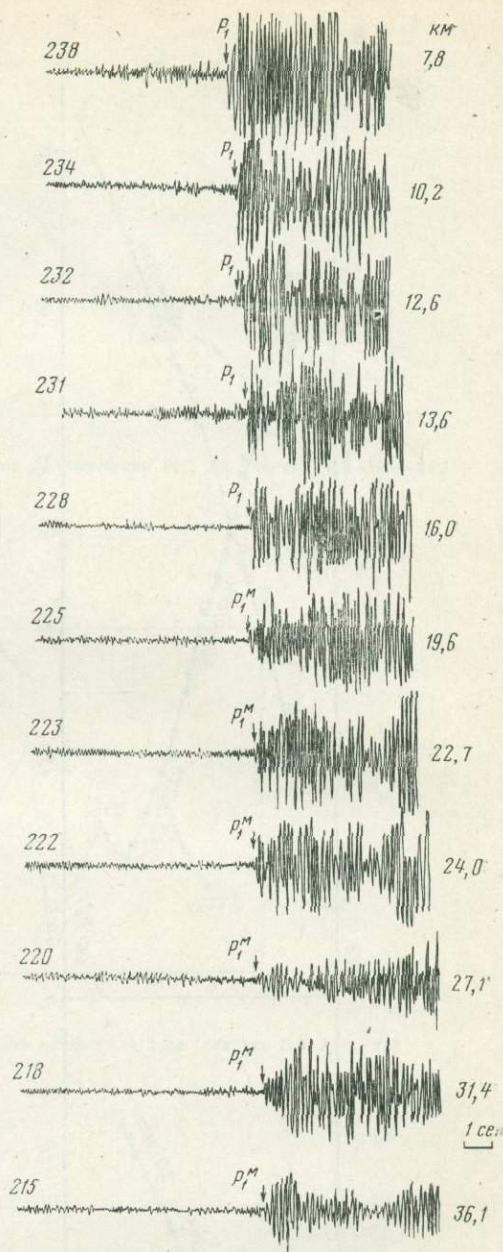


Рис. 44. Примеры записей сейсмических волн ДС для профиля А-3 на участке ПВ 238—214

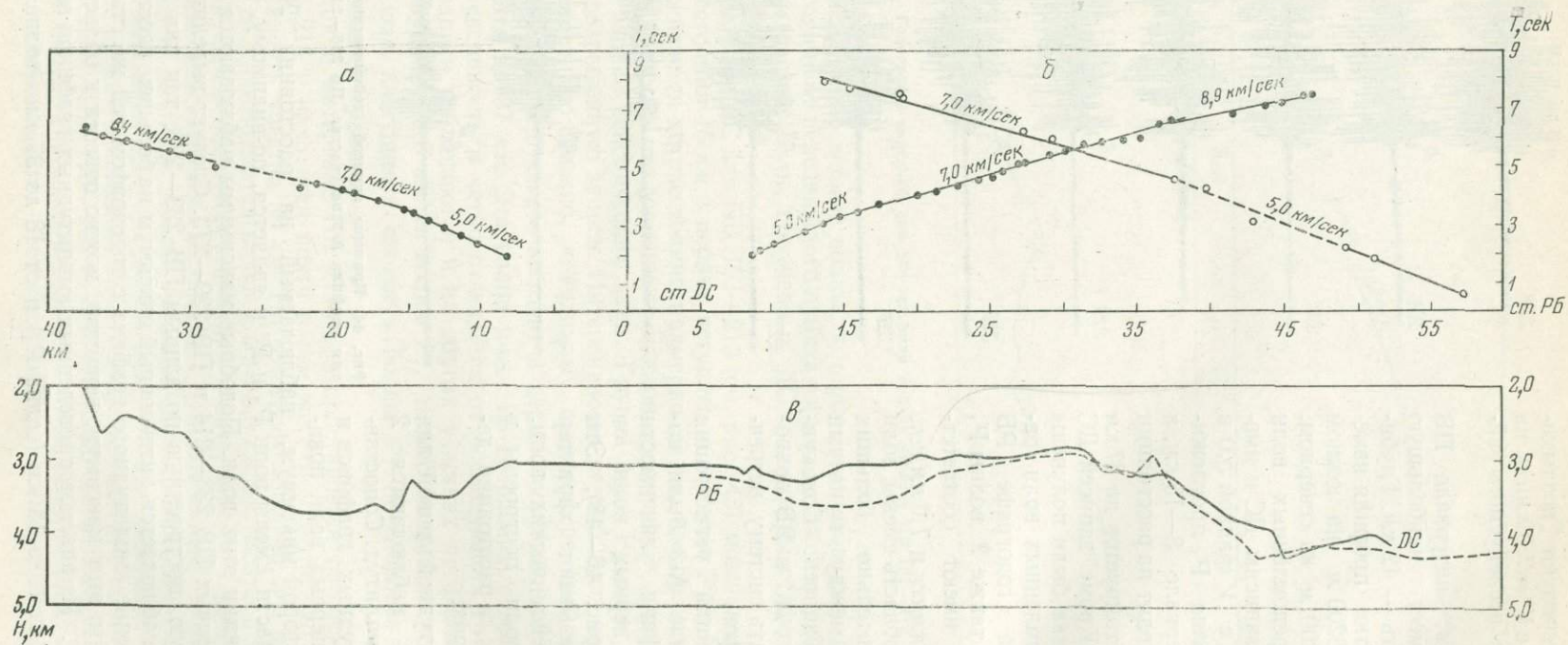


Рис. 45. Годографы и рельеф дна для профиля А-3 на участках ПВ 214—238 (а) и ПВ 239—275 (б)

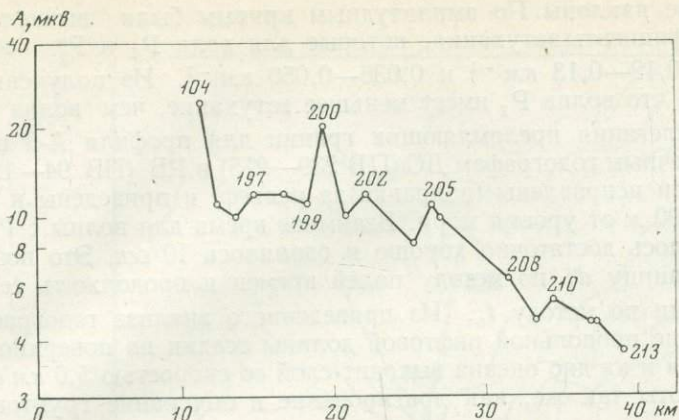


Рис. 46. Амплитудные графики первых волн для профиля А-3 на участке ПВ 193—213

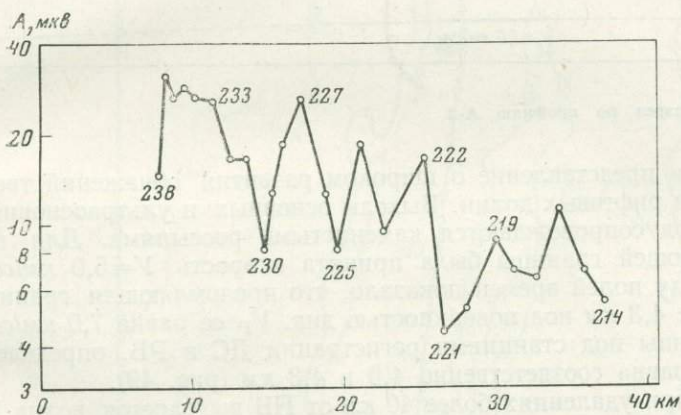


Рис. 47. Амплитудные графики первых волн для профиля А-3 на участке ПВ 238—214

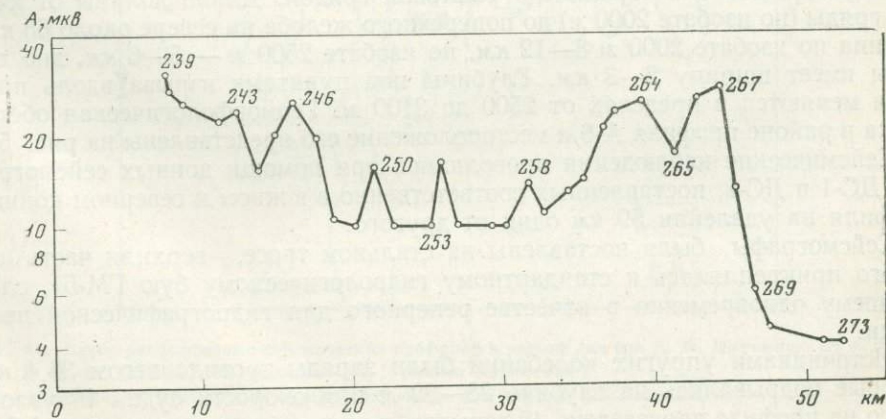


Рис. 48. Амплитудные графики первых волн для профиля А-3 на участке ПВ 239—273

фики имеют разные наклоны. По амплитудным кривым были вычислены эффективные коэффициенты затухания, которые для волн P_1 и P_1^M соответственно равны $0,12-0,13 \text{ км}^{-1}$ и $0,036-0,050 \text{ км}^{-1}$. Из полученных результатов видно, что волна P_1 имеет меньшее затухание, чем волна P_1^M .

Определение залегания преломляющих границ для профиля А-3 производилось по встречным годографам ДС (ПВ 239—275) и РБ (ПВ 94—121). Эти годографы были исправлены (поправка за рельеф) и приведены к линии приведения 3500 м от уровня моря. Взаимное время для волны с $V^* = 7,0 \text{ км/сек}$ увязалось достаточно хорошо и равнялось 10 сек. Это позволило построить границу d_1^M по методу полей времен и продолжить ее до станций регистрации по методу t_0 . Из приведенного анализа годографов видно, что в районе продольной рифтовой долины осадки на поверхности дна не наблюдаются и на дно океана выходит слой со скоростью $5,0 \text{ км/сек}$. Геологические работы так же, как драгирование и опускание грунтовых

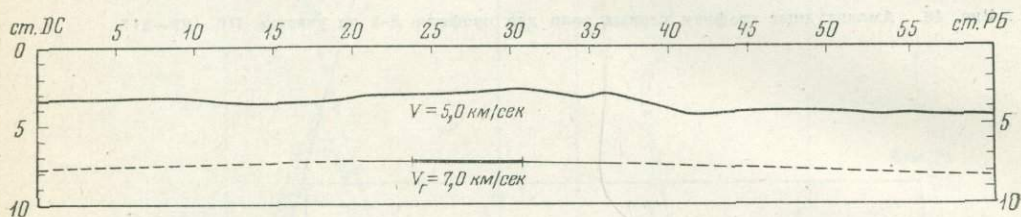


Рис. 49. Сейсмический разрез по профилю А-3

трубок, подтвердили представление о широком развитии обнажений твердых пород в области рифтовых долин. Выходы основных и ультраосновных магматических пород сопровождаются каменистыми россыпями. Для построения преломляющей границы была принята скорость $V = 5,0 \text{ км/сек}$. Построение по методу полей времен показало, что преломляющая граница залегает на глубине $4,3 \text{ км}$ под поверхностью дна. V_r ее равна $7,0 \text{ км/сек}$. Глубина этой границы под станциями регистрации ДС и РБ, определенная по методу t_0 , равна соответственно $4,0$ и $4,3 \text{ км}$ (рис. 49).

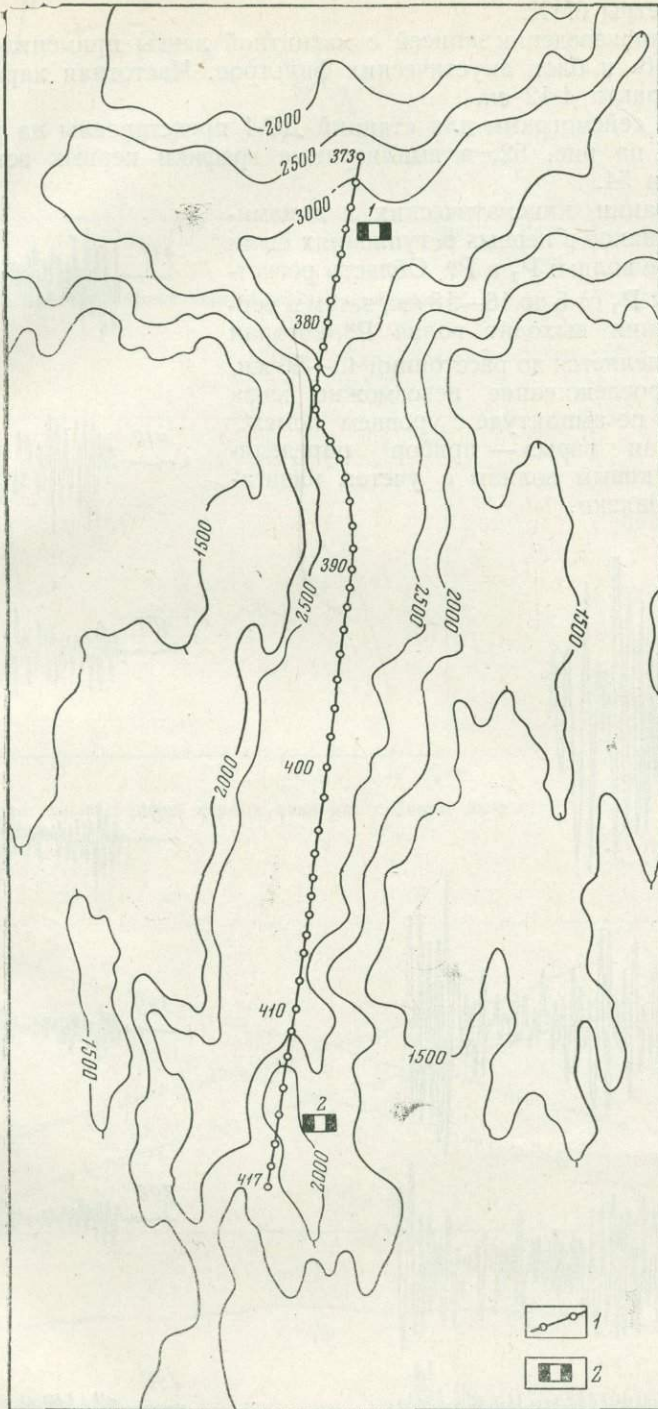
На записях ДС при удалениях более 40 км от ПВ выделяется волна P_2^M с $V^* = 8,9 \text{ км/сек}$. Аналогичная волна со скоростью около $9,0 \text{ км/сек}$ выделена по профилю А-2, который пересекает северную часть профиля А-3.

Профиль А-6. Этот профиль ГСЗ выполнен на полигоне II, он расположен вдоль южной субмеридиональной рифтовой долины. С севера долина примыкает к поперечному желобу, образованному трансформирующим разломом, с юга она ограничена рифтовой грядой. Длина долины от южной гряды (по изобате 2000 м) до поперечного желоба на севере около 65 км , ширина по изобате 2000 м $8-12 \text{ км}$, по изобате 2500 м $5-6 \text{ км}$, дно долины имеет ширину $2-3 \text{ км}$. Глубины под пунктами взрыва вдоль профиля меняются в пределах от 2500 до 3100 м . Геоморфологическая обстановка в районе профиля А-6 и местоположение его представлены на рис. 50.

Сейсмические наблюдения проводились при помощи донных сейсмографов ДС-1 и ДС-2, поставленных соответственно в южном и северном концах профиля на удалении 59 км один от другого.

Сейсмографы были поставлены на стальном тросе, верхняя часть которого прикреплялась к стандартному гидрологическому бую ГМ-51, служившему одновременно в качестве реперного для гидрографической привязки.

Источниками упругих колебаний были заряды тротила весом $36,4 \text{ кг}$, которые подрывались на глубине $28-32 \text{ м}$ при скорости судна 10 узлов. Всего на профиле произведено 45 взрывов, с интервалами между ними $1,5-1,8 \text{ км}$.



Фиг. 50. Схема расположения сейсмических профилей и рельеф дна (по В. М. Литвину, Н. А. Маровой и М. В. Руденко) на полигоне II (разлом Курчатова)
 1 — сейсмические профили и пункты взрывов; 2 — донные сейсмографы

Для временной привязки сейсмических записей на магнитной ленте в сейсмографах и моментов взрыва на судне использовались морские контактные хронометры 6МХ.

При воспроизведении записей с магнитной ленты применялся магнитофон «Яуза-10» и блок акустических фильтров. Частотная характеристика сквозного тракта 4-12 гц.

Примеры сейсмограмм для станций ДС-1 представлены на рис. 51, 53, для ДС-2 — на рис. 52, а амплитудные графики первых вступлений — на рис. 53 и 54.

На основании кинематических и динамических признаков в первых вступлениях были выделены две волны: P_1 и P_1^M . Область регистрации волны P_1 от 5 до 16—18 км, затем в первые вступления выходит волна P_1^M , которая уверенно выделяется до расстояний 45—50 км, далее ее прослеживание невозможно из-за сравнимости по амплитуде с уровнем помех.

Расстояния взрыв — прибор определялись по звуковым волнам с учетом навигационной привязки.

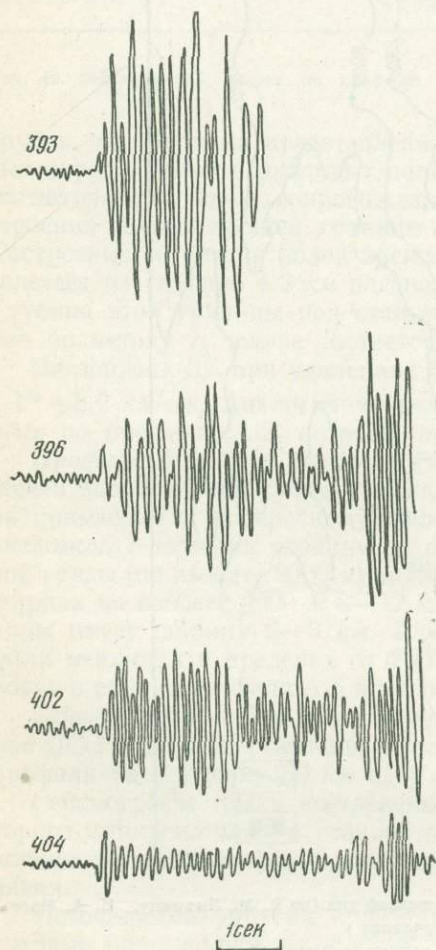


Рис. 51. Примеры записей сейсмических волн для станции ДС-1

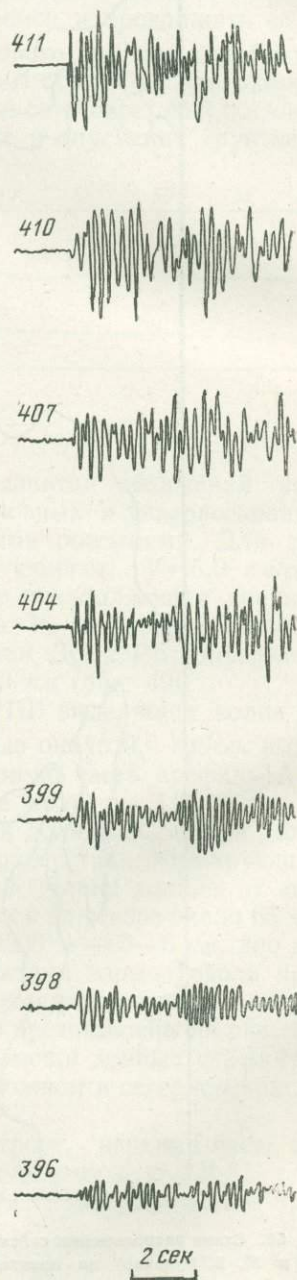


Рис. 52. Примеры записей сейсмических волн для станции ДС-2

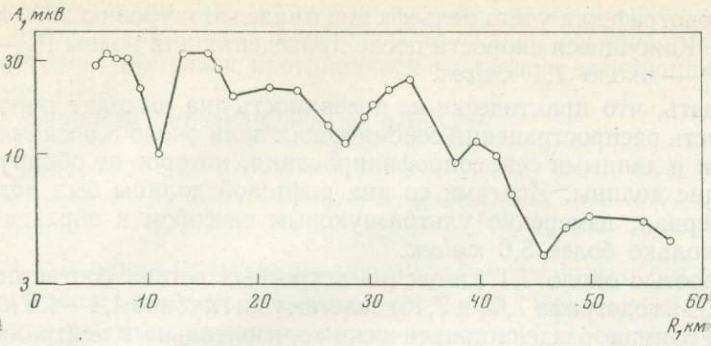


Рис. 53. Амплитудные графики первых волн для станции ДС-1



Рис. 54. Амплитудные графики первых волн для станции ДС-2

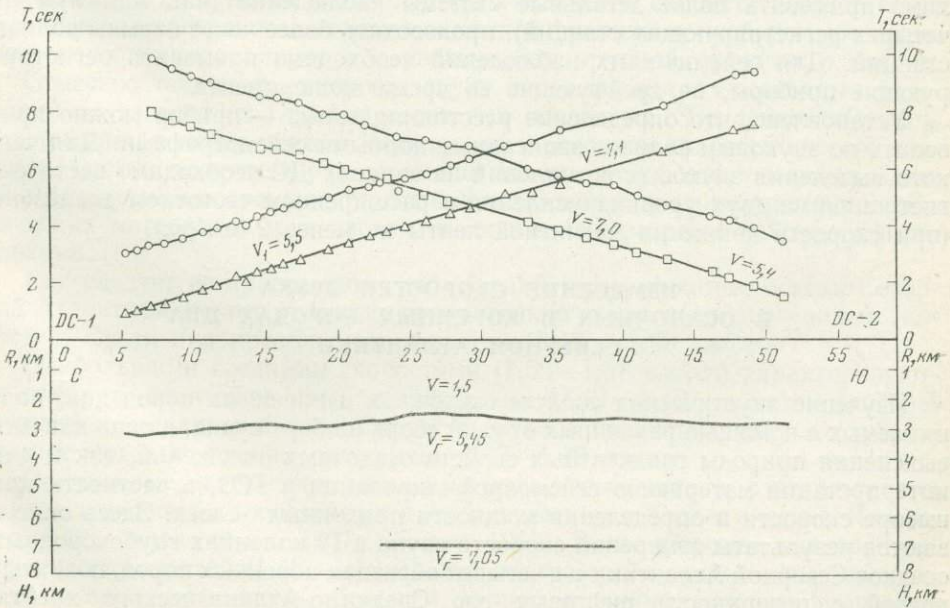


Рис. 55. Годографы, рельеф дна и сейсмический разрез для профиля А-6.

Наблюденный годограф для учета рельефа дна приведен к уровню 2900 м ниже уровня моря. Кажущиеся скорости после приведения для волны P_1 — 5,4—5,6 км/сек, P_1^m — около 7,1 км/сек.

Можно утверждать, что практически на поверхность дна выходят породы, имеющие скорость распространения сейсмических волн около 5,5 км/сек. Это подтверждается и данными сейсмопрофилирования, которое не обнаружило осадков на дне долины. Драгами со дна рифтовой долины был поднят каменный материал, измерение ультразвуковым способом в образцах дало скорость несколько более 5,0 км/сек.

Породы со скоростью около 7,1 км/сек (на встречных ветвях соответственно для ДС-1 и ДС-2 годографа 7,05 и 7,15) залегают на глубине 4,4—4,5 км под дном долины. Граница раздела практически горизонтальна в центральной части долины, об этом свидетельствуют почти одинаковые V^* , времена во взаимных точках и t_0 для обеих станций (рис. 55).

Выводы. Сейсмическими исследованиями на полигонах II и IV установлено, что земная кора в зоне осевой рифтовой долины имеет строение, аналогичное строению рифтовых долин Срединно-Индоканского хребта (Виноградов и др., 1969; Непрочнов и др., 1969): 1) дно долины практически лишено осадков; 2) ниже лежит слой, имеющий скорость сейсмических волн 5,0—5,4 км/сек, мощность этого слоя 4—4,5 км; 3) под этим слоем залегают породы со скоростями волн 7,0—7,2 км/сек; 4) на полигоне IV, на профиле А-2, располагающемся вдоль широтной долины, образованной поперечным трансформирующим разломом, обнаружена граница со скоростью волн около 9,0 км/сек, определенной по встречной системе годографов; глубина залегания этой границы около 15 км.

Скорость 8,9 км/сек получена также на ветке годографа, относящегося к меридиональной рифтовой долине полигона IV. Видимо, в обоих случаях этой скоростью (8,9—9,0) характеризуются одни и те же породы. На встречной ветви годографа в меридиональной долине такой скорости не получено из-за недостаточной дальности регистрации (наблюдения здесь проводились при помощи радиобуя).

Для уверенного суждения о рельефе сейсмических границ в рифтовой долине и их взаимоотношении с прилегающими к долине блоками необходимо применять более детальные системы наблюдений (как минимум из четырех регистрирующих станций), производить более часто взрывы вблизи станций. Для сейсмических наблюдений необходимо применять регистрирующие приборы, не дрейфующие во время эксперимента.

Установлено, что определение расстояния взрыв — прибор можно проводить по звуковым волнам, записанным донными сейсмографами. Для четкого выделения звуковых вступлений на записях ДС необходимо вести регистрацию на двух уровнях усиления в расширенном частотном диапазоне (при скорости движения магнитной ленты не менее 2 мм/сек).

ИЗМЕРЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ЗВУКА В ОСАДОЧНЫХ И КОРЕННЫХ ПОРОДАХ ДНА СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Изучение акустических свойств осадочных и коренных пород дна, поднимаемых с помощью различных орудий сбора на борт судна, важно как для выяснения природы градиентных свойств осадочных отложений, так и для интерпретации материалов сейсмопрофилирования и ГСЗ, в частности при выборе скорости и определении мощности придонных слоев. Здесь описываются результаты измерений скорости звука в 19 колонках глубоководных осадков Северной Атлантики и в четырех образцах коренных пород, поднятых драгой с поверхности рифтовых гор Срединно-Атлантического хребта.

Измерения осуществлялись с помощью стандартного сейсмоскопа ИПА в ультразвуковом диапазоне частот (60—110 кгц). Применялась методика

прозвучивания, для чего колонка разрезалась на куски длиной 30—60 см, а пьезодатчики устанавливались по торцам образца. Отсчет времени прохождения импульса производился на экране электронно-лучевого индикатора ИПА.

Скорость определялась по формуле

$$V = \frac{l}{t},$$

где l — длина измеренного образца; t — время пробега импульса.

Оценим точность подобных измерений. Погрешность за счет нестабильности работы генератора марок времени ИПА составляет (по паспортным данным) 0,5%. Отсчет времени вступления волны производится с точностью до половины основной марки. Следовательно, погрешность на первом диапазоне составит 1 мксек, на втором — 5 мксек. При минимальном времени t , равном 200 мксек, ошибка в первом случае составит 0,5%, во втором — 2,5%. Погрешность измерения длины образца обычно не превышает 1—2 мм, что при минимальной длине, равной 250 мм, составит 0,5—1%. Из приведенной оценки следует, что суммарная погрешность измерения скорости упругих волн методом прозвучивания составляет 1,5—4%.

Все измерения производились на свежих колонках грунта сразу же после подъема их на борт судна.

Результаты наблюдений приведены в табл. 2.

Приведенные данные показывают, что диапазон измеренных значений средних по колонкам скоростей в придонном слое осадков толщиной 1—3 м в районах Северо-Атлантического хребта, в глубоководных котловинах и в зоне абиссальных холмов составляет 1,41—1,53 км/сек. В целом же скорость по колонкам менялась от 1,39 до 1,59 км/сек.

Более 60% измерений приходится на значения меньше 1,5 км/сек, то есть ниже, чем скорость звука в морской воде. В 7 из 10 изученных колонок отмечен положительный градиент скорости, в 3 отрицательный. В сравнительно длинных колонках ПТ наблюдался как положительный, так и отрицательный градиент скорости звука. Сравнение с данными механического анализа М. В. Кленовой показало, что увеличение скорости соответствует повышению процентного содержания мелкой фракции и, наоборот, уменьшение скорости коррелируется с увеличением крупной фракции в осадке.

Отмечено также, что скорость звука в первых метрах осадочных отложений не зависит от глубины залегания последних. Это свидетельствует, что придонная толща осадков испытывает в основном гидростатическое давление. Отсюда получаемые по колонкам значения скорости, очевидно, близки к истинным и поэтому могут быть использованы при интерпретации сейсмических материалов и, в частности, временных разрезов сейсмопрофилирования.

Как следует из приведенных наблюдений, поверхностные осадки Северной Атлантики характеризуются сравнительно невысокими значениями скоростей. Среди них преобладают величины 1,48 и 1,53 км/сек.

Наибольшими средними скоростями (1,50—1,58 км/сек) характеризуются алеврито-пелитовые илы, наименьшими (1,51—1,42 км/сек) — глобигериновые и песчанистые илы. Скорость звука в глинистых илах и глубоководных красных глинах составляет 1,47—1,49 км/сек.

Полученные данные находятся в хорошем соответствии с результатами других измерений, проведенных в Атлантическом и Тихом океанах (Laugh-ton, 1968; Sutton et al., 1957; Shunay, 1960). Более широкий диапазон измеренных скоростей (1,40—1,83 км/сек), отмечаемый в упомянутых работах, обусловлен, по-видимому, большей длиной колонок, которая в среднем была равна 4—5 м (против 1,4 м в наших измерениях). Следует отметить, что основной целью при отборе проб грунта в упомянутых рейсах являлось

Таблица 2

Данные измерений скоростей упругих волн в образцах донных осадков и коренных пород Северной Атлантики

Дата	Станция	Координаты	Глубина, м	Длина измеренного образца, см	Скорость, км/сек	Зона, осадки, V_{cp} , км/сек
26.07*	431	43°03,6' с. ш. 19°36,5' з. д.	5950	49,0 48,5 50,0 54,5 52,5	1,55 1,47 1,47 1,48 1,42	Межгорная депрессия в районе хребта Палмера. Глинистый (карбонатный) ил $V_{cp}=1,48$
5.08	432	40°33' с. ш. 29°30,8' з. д.	3500	45,8	1,48	Межгорная депрессия Северо-Атлантического хребта севернее Азорских островов. Ил коричневого карбонатный. Длина колонки 330 см. Взят только образец из горизонта 283—327 $V_{cp}=1,48$
19.08	434-1	19°47' с. ш. 26°18' з. д.	4620	25,0 30,0 27,4 29,0 30,5 29,0 27,5 35,0 32,0	1,39 1,30 1,52 1,53 1,56 1,45 1,53 1,59 1,46	Абиссальная равнина северо-западнее островов Зеленого Мыса. Ил песчаный с фораминиферами $V_{cp}=1,48$
20.08	434-2	19°14,4' с. ш. 26°13,9' з. д.	4600	49,6 38,3	1,42 1,53	Абиссальная равнина северо-западнее островов Зеленого Мыса. Ил мелкоалевритовый $V_{cp}=1,47$
22.08	435	21°51,3' с. ш. 29°14,6' з. д.	5340	56,0 53,0 50,5	1,40 1,51 1,53	Зона абиссальных холмов. Ил пелитовый $V_{cp}=1,48$
24.08	436	23°69,5' с. ш. 31°48,0' з. д.	5740	34,6 55,0 50,5 53,0 49,5	1,47 1,48 1,49 1,47 1,48	Зона абиссальных холмов. Красная глина $V_{cp}=1,48$
27.08	438	26°53' с. ш. 38°41' з. д.	4230	55,0 43,0	1,50 1,54	Фланг Северо-Атлантического хребта. Ил алеврито-пелитовый $V_{cp}=1,52$
3.09	441-1	30°04,5' с. ш. 42°27,5' з. д.	4840	42,5 46,3	1,478 1,475	Рифтовая долина. Ил алеврито-пелитовый $V_{cp}=1,52$
6.09	441-7	30°06' с. ш. 42°36,5' з. д.	2940	40,8 34,0	1,48 1,55	Рифтовая долина. Ил мелкоалевритовый $V_{cp}=1,52$
6.09	441-6	29°50' с. ш. 42°36,5' з. д.	2760	23,6 23,6	1,47 1,46	Рифтовые горы. Ил алеврито-пелитовый $V_{cp}=1,47$
19.10	445-1	45°23' с. ш. 10°36' з. д.	2680	40 55 38,5	1,44 1,48 1,48	Бискайский залив. Ил карбонатный алеврито-пелитовый $V_{cp}=1,47$
19.10	445-2	45°11' с. ш. 10°26' з. д.	4200	13,0 17,0	1,5 1,46	Бискайский залив. Белая, пористая глыба мелоподобного известняка $V_{cp}=1,48$
4.08	432-2	40°28,6' с. ш. 29°31,8' з. д. 40°28,5' с. ш. 29°32,8' з. д.	2802 2943	7,28	5,02 5,02 5,02 5,02 5,01	Срединно-Атлантический хребет севернее Азорских островов. Базальт $V_{cp}=5,02$

Таблица 2 (окончание)

Дата	Станция	Координаты	Глубина, м	Длина измеренного образца, см	Скорость, км/сек	Зона; осадки, $V_{\text{ср}}$, км/сек	
4.09	441	29°55,0' с. ш.	1350	1,2	4,8	Срединно-Атлантический хребет. Серпентинизированное (сильноизмененное) $V_{\text{ср}}=4,75$	
		42°31,0' з. д.	1720		4,6		
2.08	432	29°55,6' с. ш.	3347	8,0	4,8	Впадина Кинга, хребет Палмера. Серпентинизированный перидотит $V_{\text{ср}}=4,03$	
		42°31,4' з. д.			4,8		
		40°33,9' с. ш.	2580		4,0		
		29°30,1' з. д.			4,06		
1.03**	2	40°33,6' с. ш.	3570	50	4,05	Срединно-Атлантический хребет. Глобигериновый ил, известковистый $V_{\text{ср}}=1,42$	
		29°25,6' з. д.			4,07		
		35°32,0'			50		1,45
		29°35,0'			50		1,43
					51		1,42
6.03	4	20°18,5' 57°56,0'	4874	60	1,36	Зона абиссальных холмов восточнее Малых Антильских островов. Фораминиферовый ил, карбонатный, алевроито-пелитовый (известковистый) $V_{\text{ср}}=1,50$	
					1,49		
					1,52		
					1,42		
9.03	16	17°43,2' 59°39,0'	6040	64	1,43	Восточный край желоба Пуэрто-Рико. Песчанистый полужидкий ил $V_{\text{ср}}=1,41$	
					1,48		
					1,38		
					1,36		
10.03	17	17°30,0' 58°54,4'	5400	25	1,60	Восточный край желоба Пуэрто-Рико. Глинистый ил, алевроито-пелитовый $V_{\text{ср}}=1,50$	
					1,44		
					1,53		
					1,44		
10.03	17	17°30,0' 58°54,4'	5110	50	1,60	Восточный край желоба Пуэрто-Рико. Глинистый ил, алевроито-пелитовый $V_{\text{ср}}=1,47$	
					1,43		
					1,39		
					1,39		
30.03	52	13°09,4' 53°31,9'	4955	62,5	1,49	Подножие материкового склона восточнее о. Тринидад. Ил терригенный, глинистый $V_{\text{ср}}=1,47$	
				53,0			1,45
2.04	62	7°54,0' 53°15,2'	1220	56,5	1,49	Материковый склон Южной Америки восточнее Джорджстауна. Ил алевроито-пелитовый, много фауны (фораминиферы) $V_{\text{ср}}=1,49$	
2.04	62	7°54,0' 53°15,2'	1220	56,0 55,0	1,55 1,51	Там же. Ил алевроито-пелитовый, терригенный, песчанистый $V_{\text{ср}}=1,53$	

* 6-й рейс «Академика Курчатова».

** 1-й рейс «Дмитрия Менделеева».

изучение теплового потока, для чего трубки были снабжены термоградиентометрами. Это, естественно, затрудняло их сколько-нибудь значительное заглубление.

Сравнение данных ультразвуковых измерений с сейсмическими (МОВ, МПВ — литературные данные) показывает, что преобладающие значения в последнем случае равны 1,7—1,8 км/сек, а диапазон изменения скоростей составляет 1,48—2,8 км/сек.

Отмеченные расхождения в преобладающих значениях скоростей, очевидно, могут быть объяснены существенно различными длинами волн и, следовательно, неодинаковым соотношением мощности изученной толщи осадков.

Образцы базальта серпентинизированного габбро и перидотита были взяты в районе рифтовых гор Северо-Атлантического хребта с глубин от 1350 до 3350 м. Давление толщи воды на этих глубинах сравнительно небольшое и составляет 135—335 атм. Эта величина, как известно, не может оказать существенного влияния на структуру пород и, следовательно, на их упругие свойства (Birch, 1958). Поэтому измеренные значения скоростей, по всей вероятности, близки к действительным.

В трех различных образцах получены три существенно разных значения скорости. Это заставляет более дифференцированно подходить к интерпретации материалов ГСЗ, получаемых в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. Наиболее высокой скоростью упругих волн характеризуется базальт — 5,02 км/сек. Скорости в серпентинизированных габбро и перидотите равны соответственно 4,8 и 4,03 км/сек.

Из приведенного следует, что получаемые по годографам преломленных волн для гребневой зоны хребта значения 4,0—5,5 км/сек могут быть идентифицированы с одним из указанных видов пород.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КОРЕННЫХ ПОРОД РИФТОВОЙ ЗОНЫ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА**

Одним из основных результатов экспедиции 6-го рейса «Академика Курчатова» является обширная коллекция образцов коренных пород, поднятых драгами и тралами с различных участков Срединно-Атлантического хребта. За время рейса было проведено 38 драгировок и 3 траления тралом «Галатей». Из всех этих операций четыре оказались неудачными: две драги были потеряны и две не принесли никакого материала. В остальных 33 случаях был поднят каменный материал, три драги принесли только ил и одна только грубообломочный органогенный материал.

Количество каменного материала, поднимавшегося одной драгой, колебалось от 150 г до 300 кг. Общий вес поднятого каменного материала составляет почти 1,5 т. Поднятые иловые осадки после отбора геологических и биологических проб были промыты для получения минералогического шлиха.

Основной материал был собран на двух полигонах, расположенных в осевой части Срединно-Атлантического хребта (станции 432 и 444, полигон II и станции 441 и 443, полигон IV—IVa). Кроме этого, небольшой объем драгировок был проведен в районе хребта Палмер (станция 431, полигон I), на Бискайской подводной горе (станция 445) и одна драга была взята на острове Срединно-Атлантического хребта.

Батиметрические карты районов работ приведены на рис. 56—59, а краткая характеристика собранного материала, координаты и глубины мест драгирования сведены в табл. 3. Как видно из таблицы, среди пород, поднятых драгами и тралами, резко преобладают базальты, в меньшем количестве присутствуют габброиды, измененные разновидности базальтов и диабазов, а также долериты. Нормальные и измененные серпентиниты и серпентинизированные перидотиты были подняты только в 6 случаях из 33. Довольно часто, хотя и в небольших количествах, наблюдались обломки коренных пород осадочного происхождения и эрратический материал. Ниже рассмотрены петрографические и петрохимические особенности всех этих типов пород.

БАЗАЛЬТЫ

Среди базальтов, собранных в районе работ экспедиции, можно выделить по крайней мере три петрографические разновидности.

Наиболее распространенными являются темно-серые, пористые базальты порфировой и микропорфировой структуры. Образцы этих базальтов (особенно крупные глыбы и обломки) очень часто имеют форму сегментов, округлая сторона которых покрыта черной, бугристой стекловатой коркой закалывания. Такие образцы, несомненно, являются фрагментами шаровых и подушечных лав. Толщина корки закалывания на них обычно не превышает 2—3 см. Периферические части базальтовых подушек сложены массивным тонкопористым базальтом, к центру подушек пористость заметно

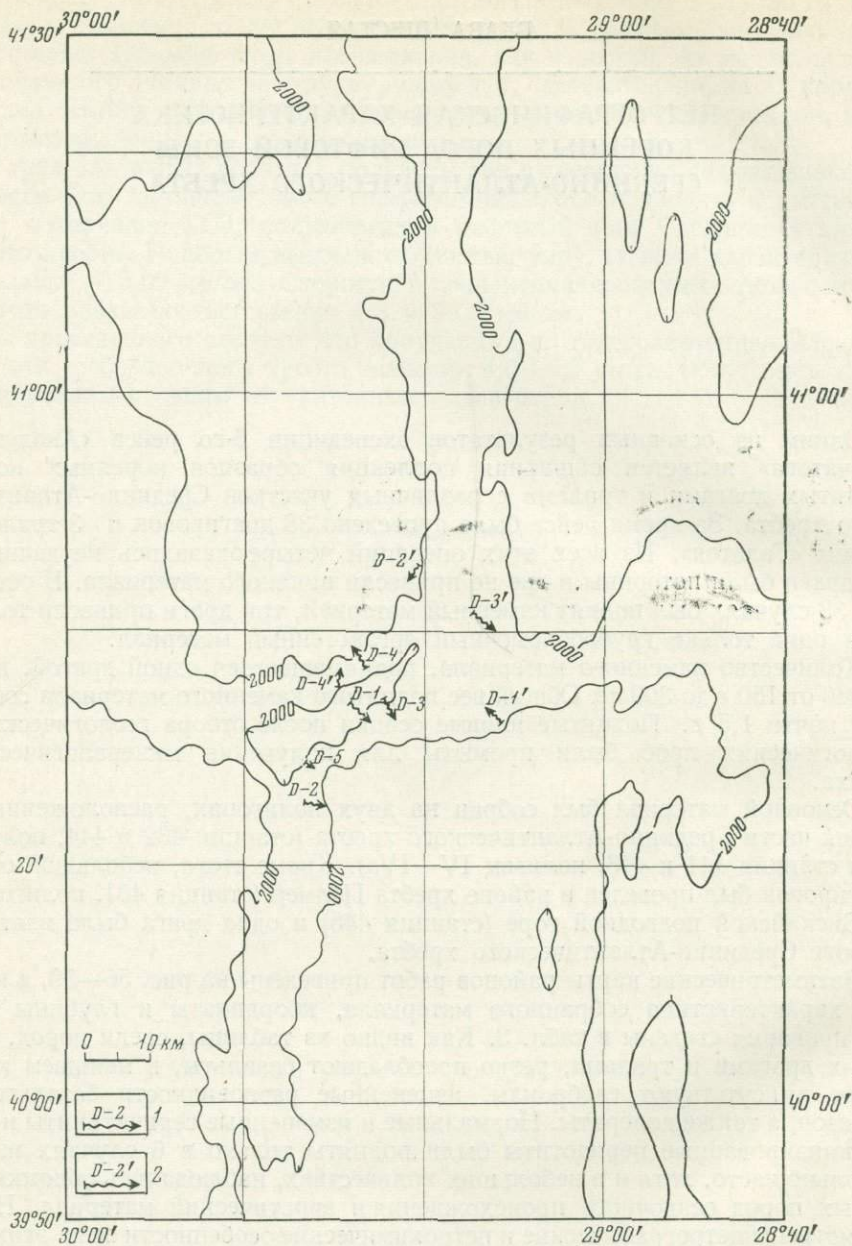


Рис. 56. Рельеф дна и схема драгировок на полигоне II
 1 — драги на станции 432; 2 — драги на станции 444

увеличивается, и в отдельных случаях разрозненные округлые поры сливаются и образуют пустоты причудливой формы. Иногда такие пустоты имеют отчетливые овальные очертания и в этом случае они бывают ориентированы в одном и том же направлении.

Параллельно с изменением текстурных особенностей пород от периферии к центру базальтовых подушек увеличивается степень раскристаллизации базальтового вещества.

Вкрапленники в описываемых базальтах представлены плагиоклазом. Количество их обычно невелико и очень часто порфировый характер структуры этих базальтов можно установить только под микроскопом. Микроско-

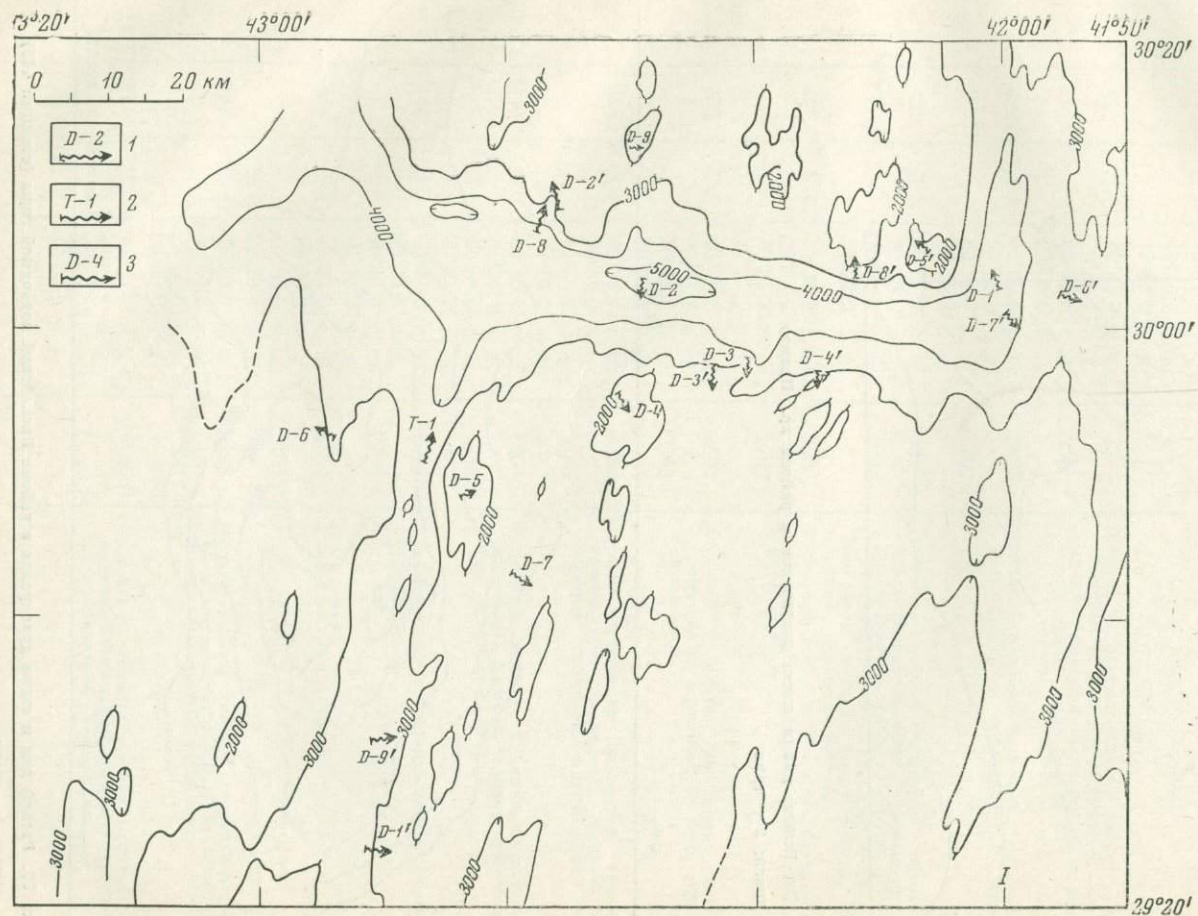


Рис. 57. Рельеф дна и схема драгировок на полигоне IV—IVa
 1 — драги на станции 441; 2 — трал на станции 441; 3 — драги на станции 443

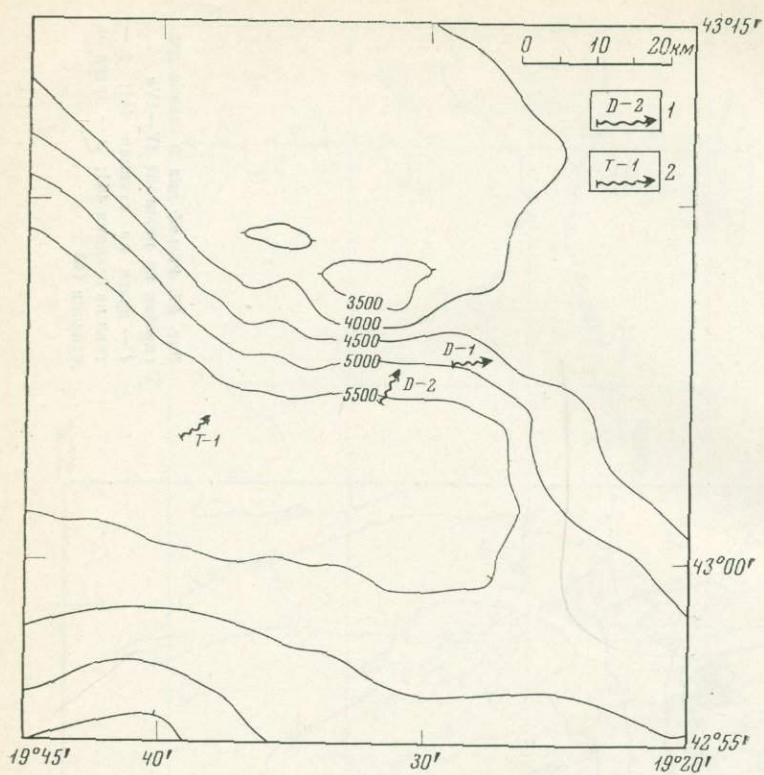


Рис. 58. Рельеф дна и схема драгировок в районе хр. Палмер
1 — драги; 2 — трал

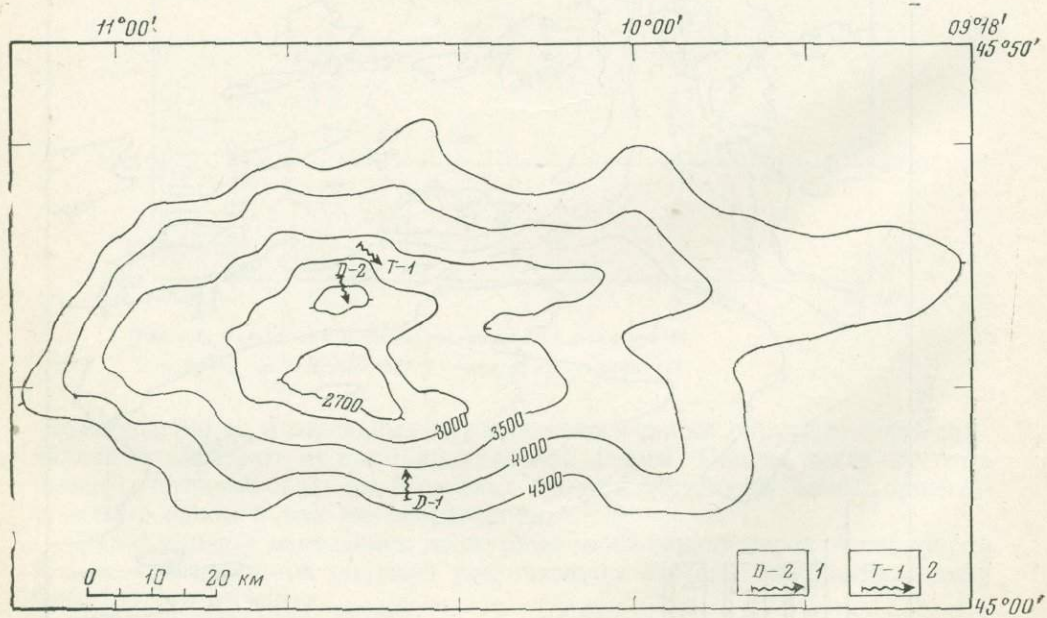


Рис. 59. Рельеф дна и схема драгировок в районе Бискайской подводной горы (станция 445)
1 — драги; 2 — трал

Таблица 3.

Драгировки на полигонах и характеристика поднятого материала (6-й рейс «Академика Курчатова»)

Полигон	Станция	Драга (трал)	Координаты	Глубина, м	Краткая характеристика поднятого материала
I	431	Тр-1	43°03,5' с. ш., 19°39,2' з. д.	5976	Окатанные и слабоокатанные обломки базальтов, долеритов, гранитов, сланцев, пемзы
			43°03,8' с. ш., 19°38,4' з. д.	5946	
	431	Д-2	43°09,7' с. ш., 19°31,7' з. д.	5560	То же и сиениты, габбро, гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, известняки, алевроиты, песчаники
			45°05,3' с. ш., 19°31,2' з. д.	5240	
	431	Д-2	42°38,0' с. ш., 19°41,7' з. д.	4334	То же и мелоподобные алевроиты
	II	432	Д-1	40°33,9' с. ш., 29°30,1' з. д.	3347
40°33,6' с. ш., 29°25,6' з. д.				2580	
432		Д-2	40°25,4' с. ш., 29°32,0' з. д.	2782	Глыбы и обломки базальтов, базальтового стекла и вулканических бомб
			40°23,7' с. ш., 29°33,4' з. д.	2500	
432		Д-3	40°35,1' с. ш., 29°23,2' з. д.	3347	Угловатые и слабоокатанные обломки серпентинизированных перидотитов, серпентинитов, габбро, габбро-пегматитов, базальтов, кальцитовые друзы, щетки и желваки, эрратический материал разного состава
			40°32,7' с. ш., 29°20,9' з. д.	2340	
432		Д-4	40°36,9' с. ш., 29°25,9' з. д.	2903	Угловатые обломки и щебень базальтов, перидотитов, окатанный обломок пористого мергеля
			40°38,8' с. ш., 29°27,2' з. д.	1780	
432		Д-5	40°28,6' с. ш., 29°31,8' з. д.	2802	Обломки и глыбы базальтов, галька гранитов и базальтов с ледниковой штриховкой
			40°28,5' с. ш., 29°32,8' з. д.	2943	
444		Д-1	40°32,7' с. ш., 29°12,0' з. д.	2780	Глыбы и обломки базальтов, галька известняков, доломитов, песчаников, сланцев, гранитов, кварца, ил
			40°33,2' с. ш., 29°12,6' з. д.	2560	
444		Д-2	20°45,5' с. ш., 29°20,4' з. д.	1800	Угловатые обломки и глыбы базальтов, осадочных брекчий, галька известняков, доломитов, кварца
			40°44,6' с. ш., 29°21,2' з. д.	1540	
444		Д-3	40°41,3' с. ш., 29°19,0' з. д.	2520	Глыбы базальтов, обломки мелоподобных алевроитов
	40°40,0' с. ш., 29°12,2' з. д.		2360		
444	Д-4	40°35,3' с. ш., 29°29,5' з. д.	2780	Глыбы базальтов, ил биогенный жидкий	
		40°36,2' с. ш., 29°29,4' з. д.	2500		
437	Д-1	25°53,0' с. ш., 36°51,0' з. д.	5280	Мелкий щебень габбро, серпентинитов, сланцев, алевроитов, кварца, кусочки пемзы, конкреции, зубы акул	
		25°50,5' с. ш., 36°53,6' з. д.	5300		
IV—IVa	441	Д-1	30°02,9' с. ш., 42°00,5' з. д.	5040	Угловатые обломки габбро, серпентинизированного перидотита, серпентинита, базальта, известняка
			30°03,7' с. ш., 42°00,6' з. д.	4600	

Таблица 3 (продолжение)

[Полигон	Станция	Драга (трал)	Координаты	Глубина, м	Краткая характеристика поднятого материала
	441	Д-2	30°03,2' с. ш., 42°29,3' з. д.	5320	Биогенно-терригенный ил
			30°02,5' с. ш., 42°29,3' з. д.	5040	
	441	Д-3	29°57,9' с. ш., 42°20,7' з. д.	3020	Ил алеврито-песчаный, мелкие угловатые обломки диабазов
			29°57,3' с. ш., 42°20,8' з. д.	2730	
	441	Д-4	29°55,5' с. ш., 42°31,1' з. д.	1600	Глыбы габбро и мелоподобных алевритов, обломки перидотитов, серпентинитов, базальтов, диабазов, габбро-милонитов, галька гранита, кварца
			29°54,8' с. ш., 42°30,7' з. д.	1320	
	441	Д-5	29°48,7' с. ш., 42°44,0' з. д.	1420	Угловатые и окатанные обломки базальтов, серпентинитов, диабазов, осадочной брекчии, галька известняков, скарнированных пород, биогенный материал, доломиты, ил
			29°48,6' с. ш., 42°43,2' з. д.	1100	
	441	Д-6	29°52,3' с. ш., 42°54,3' з. д.	3040	Глыбы и обломки базальтов, птероподовый ил
			29°52,7' с. ш., 42°55,2' з. д.	2660	
	441	Тр-1	29°54,2' с. ш., 42°43,8' з. д.	3200	То же и лемза
			29°54,0' с. ш., 42°43,0' з. д.	3020	
	441	Д-7	29°48,8' с. ш., 42°39,7' з. д.	2430	Базальты — фрагменты подушечных лав
			29°48,5' с. ш., 42°38,9' з. д.	2200	
	441	Д-8	30°07,0' с. ш., 42°37,6' з. д.	3780	Угловатый обломок серпентинизированного перидотита
			30°08,4' с. ш., 42°37,1' з. д.	2980	
	441	Д-9	30°12,5' с. ш., 42°30,2' з. д.	1960	Дресва базальтов и серпентинитов, мелоподобные алевриты, ил песчаный фораминиферовый
			30°12,6' с. ш., 42°29,5' з. д.	1800	
	443	Д-1	29°23,7' с. ш., 42°51,5' з. д.	3180	Глыбы базальтов, осколки базальтового стекла
			29°26,6' с. ш., 42°50,2' з. д.	2720	
	443	Д-2	30°08,4' с. ш., 42°36,1' з. д.	2820	Глыбы и обломки габбро, осколки базальтового стекла, мелоподобные алевриты
			30°09,8' с. ш., 42°36,4' з. д.	2540	
	443	Д-3	29°57,5' с. ш., 42°23,5' з. д.	2750	Угловатые обломки габбро
			29°56,7' с. ш., 42°23,7' з. д.	2580	
	443	Д-4	29°57,2' с. ш., 42°15,2' з. д.	2720	Глыбы и обломки базальтов, базальтовых милонитов, мелоподобных алевритов
			29°56,5' с. ш., 42°15,0' з. д.	2100	
	443	Д-5	30°05,5' с. ш., 42°06,1' з. д.	1120	Мелкие угловатые обломки габбро
			30°05,9' с. ш., 42°06,7' з. д.	990	
	443	Д-6	30°02,5' с. ш., 41°55,4' з. д.	3460	Обломки и щебень базальтов, базальтового стекла, вулканические бомбы, глинисто-известковый ил
			30°02,0' с. ш., 41°54,2' з. д.	3120	

Таблица 3 (окончание)

Полигон	Станция	Драга (трал)	Координаты	Глубина, м	Краткая характеристика поднятого материала
Бискайский залив	443	Д-7	30°01,1' с. ш., 41°59,8' з. д.	4180	Глыбы и щебень базальтов
			30°00,3' с. ш., 41°58,9' з. д.	3800	
	443	Д-8	30°03,9' с. ш., 42°11,9' з. д.	2580	Биогенный материал
			30°04,6' с. ш., 42°12,0' з. д.	2160	
	443	Д-9	29°31,4' с. ш., 42°51,2' з. д.	3620	Глыбы, обломки, щебень базальтов, долеритов, диабазов, пелитовый ил
			29°31,5' с. ш., 42°49,6' з. д.	3080	
	445	Д-1	45°11,0' с. ш., 10°26,0' з. д.	4200	
			45°13,2' с. ш., 10°26,3' з. д.	3600	
	445	Д-2	45°29,0' с. ш., 10°34,0' з. д.	2800	Окатанный обломок гравелита, мелоподобные алевриты
			45°27,3' с. ш., 10°33,3' з. д.	2520	
	445	Д-3	45°31,5' с. ш., 10°31,7' з. д.	3200	Мелкие остроугольные обломки базальтов и базальтового стекла
			45°30,5' с. ш., 10°29,8' з. д.	3180	

пическое изучение позволяет установить, что кроме таблитчатых вкрапленников и лейст плагиоклаза, содержащего 60—75% анортитовой молекулы, в этих породах всегда присутствуют хорошо ограненные микрофенокристаллы оливина, являющегося, судя по оптическим свойствам, форстеритом с 13—15% фаялитовой составляющей. Фенокристаллы того и другого минерала часто имеют скелетное строение и нередко образуют гломеропорфировые сростания.

Структура основной массы подвержена значительным вариациям и находится в прямой связи со степенью ее раскристаллизации в зависимости от пространственного положения в пределах базальтовой подушки. Она меняется от стекловатой в самых периферических частях подушек, через гиалофитовую и вариолитовую структуры средних зон, до интерсертальной и микродолеритовой структур наиболее центральных зон. В последнем случае хорошо видно, что основная масса состоит из лейст лабрадора, ксеноморфных по отношению к ним иголок и призмочек моноклинного пироксена, редких зерен оливина, мельчайших выделений рудного минерала.

Довольно обычным явлением для описываемых базальтов является палагонитизация вулканического стекла и основной массы. Палагонит может развиваться в виде отдельных неправильных участков или в виде протяженных узких зон, связанных с трещинами. Часто палагонитовое вещество инкрустирует и заполняет пустоты в базальтах. В этом случае в ассоциации с палагонитом может наблюдаться хлорит. В одном случае наблюдалось заполнение пустот кальцитом. Вкрапленники базальтов никаким вторичным изменениям не подвергаются.

Кроме описанных базальтов в заметно меньшем количестве были подняты порфировые базальты с большим количеством крупных (до 5—9 мм в диаметре) вкрапленников плагиоклаза. Этим базальтам присущи все текстурно-структурные особенности, описанные выше, кроме того, они имеют качественно одинаковый минеральный состав с предыдущей группой базальтов. Единственное отличие заключается в том, что последние базальты

Химические составы базальтов полигона II (станции 432, 444), %

Компоненты	Анализы и № драг					
	1 (Д-2)	2 (Д-5-2)	3 (Д-2-1)	4 (Д-2-2)	5 (Д-3)	6 (Д-4-1)
SiO ₂	50,72	49,84	50,16	48,96	49,26	48,72
TiO ₂	1,10	1,25	1,00	0,75	0,75	1,00
Al ₂ O ₃	13,87	11,51	14,26	16,21	16,64	14,60
Fe ₂ O ₃	1,81	1,85	1,93	2,02	1,45	1,00
FeO	9,70	9,88	8,98	7,54	7,00	9,88
MnO	0,18	0,20	0,20	0,20	0,16	0,18
MgO	7,93	7,66	8,43	8,47	8,70	10,10
CaO	11,76	11,30	11,80	12,76	12,90	11,15
Na ₂ O	2,18	2,16	2,16	1,89	1,89	2,16
K ₂ O	0,12	0,24	0,24	0,18	0,18	0,18
H ₂ O	0,25	0,36	0,66	0,54	0,47	0,36
Сумма	99,62	99,25	99,82	99,52	99,40	99,33

Анализы 1—3, 6 — толеитовые, оливин-плагноклазовые базальты; 4,5 — высокоглиноземистые базальты с большим количеством вкрапленников плагноклаза. 1,2 — анализы пород, поднятых на станции 432; 3—6 — станции 444.

содержат значительно большее количество плагноклаза как во вкрапленниках, так и в основной массе. Кроме того, как будет показано ниже, они имеют и несколько иной химический состав, что в дополнение к данным петрографии позволяет выделить их в самостоятельную группу пород.

Третий тип базальтов был встречен только в одном образце из 5-й драги на станции 432. Это плотная, массивная тонкозернистая порода, состоящая на 70—75% из уралитовой роговой обманки, на 18—20% из лабрадора и на 5—7% из рудного минерала. Уралит в этой породе слагает сноповидные и розетчатые выделения, ксеноморфные по отношению к мелким табличкам и лейстам плагноклаза. Он плеохроирует от синевато-зеленого до желтого по схеме $Ng > Nm > Np$, углы угасания малые, удлинение положительное, минерал оптически отрицателен, $2V \approx 60^\circ$. По минеральному составу и структурным особенностям эта порода может быть определена как уралитовый метабазальт.

Химические составы базальтов приведены в табл. 4, 5. Как видно из таблицы, подавляющее количество проанализированных образцов имеет состав, отвечающий классу толеитовых базальтов. Базальты такого состава из различных участков Срединно-Атлантического хребта неоднократно описывались различными авторами (Engel et al., 1964; Muir et al., 1964, 1966) и представляют собой, по-видимому, наиболее распространенный тип базальтовых излияний в пределах этой геологической структуры. Другим типом базальтов, участвующих в строении хребта, являются высокоглиноземистые базальты. Такие базальты с Атлантического хребта были описаны Николсом (Nicholls et al., 1964) и Миаширо с сотрудниками (Miyashiro et al., 1970). Они присутствуют и среди образцов, поднятых в 6-м рейсе «Академика Курчатова» (см. табл. 4, 5). По всей вероятности, высокоглиноземистые базальты также являются характерным типом пород для структур срединных океанических хребтов.

Особенности химизма тех и других базальтов ясны из данных, приведенных в таблицах, и не нуждаются в особых комментариях. Следует только подчеркнуть тот факт, что все базальты полигона II (см. табл. 4) отличаются

Химические составы базальтов полигона IV—IVa (станции 441, 443), %

Компоненты	Анализы и № драг (трала)						
	1 (Тр-1)	2 (Д-5-1)	3 (Д-7-1)	4 (Д-1-1)	5 (Д-5-1)	6 (Д-7)	7 (Д-9)
SiO ₂	48,83	50,50	47,48	49,50	49,60	49,71	49,44
TiO ₂	2,08	1,50	0,90	1,70	1,65	1,78	1,63
Al ₂ O ₃	14,19	15,50	16,70	14,63	13,90	13,78	14,92
Fe ₂ O ₃	2,66	2,35	2,00	1,63	3,44	2,38	1,62
FeO	9,33	8,26	8,80	9,53	8,53	9,43	8,53
MnO	0,20	0,17	0,18	0,18	0,20	0,20	0,18
MgO	8,30	8,10	9,80	7,52	8,55	7,88	8,38
CaO	9,94	10,17	10,17	10,22	10,76	10,38	10,96
Na ₂ O	2,84	2,56	2,70	2,90	2,80	3,26	3,08
K ₂ O	0,62	0,24	0,18	0,36	0,12	0,20	0,22
H ₂ O	0,84	0,66	0,43	0,92	0,28	0,50	0,50
Сумма	99,83	100,01	99,34	99,09	99,83	99,50	99,46

Анализы 1,4—6,7 — толеитовые оливин-плагиоклазовые базальты; 2,3 — высокоглиноземистые базальты. 1—3 — анализы пород, поднятых на станции 441; 4—7 — станции 443.

от базальтов полигона IV—IVa (см. табл. 5) пониженным содержанием окиси титана и щелочей (главным образом натрия). На наш взгляд, это обстоятельство прямо указывает на то, что залегающее под океаническими хребтами вещество верхней мантии, из которого выплавлялись базальты, неомогенно в химическом отношении, и что содержание отдельных компонентов в мантии от региона к региону может заметным образом изменяться.

ДОЛЕРИТЫ

Две глыбы типичных долеритов были подняты драгой 9 на станции 443. На свежем сколе долериты имеют стально-серую окраску, массивное сложеное и зернистое строение. Для обеих глыб долеритов характерно наличие зональной корки выветривания, в пределах которой стально-серый цвет породы сначала меняется на зеленовато-серый, а затем переходит в буровато-серую поверхностную зону.

Под микроскопом долериты имеют порфириновидное строение и типичную долеритовую структуру. Крупные сильно вытянутые таблички плагиоклаза (лабрадор № 60—62) окружены в них несколько более мелкозернистой массой, состоящей из лейст лабрадора, призмочек буроватого авгита, мелкой вкрапленности рудного минерала и из редких идиоморфных зернышек оливина. В отдельных участках пород наблюдалась частичная хлоритизация пироксена и оливина.

Следует отметить, что среди базальтов, поднятых в одной драге с долеритами, присутствуют такие, которые по своим текстурно-структурным особенностям являются переходными разновидностями между описанными выше долеритами и типичными толеитовыми базальтами. В связи с этим долериты можно рассматривать либо как фрагменты глубоких хорошо раскристаллизованных частей мощного базальтового потока, либо как породы жерловой фации.

Изохимичность составов долеритов и толеитовых базальтов иллюстрируется данными силикатных анализов, приведенными в табл. 6.

Химические составы долеритов (станция 443), %

Компоненты	№№ драг		Компоненты	№№ драг	
	Д-9-1	Д-9-5		Д-9-1	Д-9-5
SiO ₂	49,06	50,10	MgO	9,26	7,30
TiO ₂	1,50	1,90	CaO	10,29	11,32
Al ₂ O ₃	14,34	14,56	Na ₂ O	3,20	3,09
Fe ₂ O ₃	1,16	2,69	K ₂ O	0,12	0,12
FeO	10,05	7,54	H ₂ O	—	0,50
MnO	0,20	0,19			
			С у м м а	99,18	99,31

ИЗМЕНЕННЫЕ БАЗАЛТЫ, ДОЛЕРИТЫ И ДИАБАЗЫ

Среди пород основного состава, собранных в 6-м рейсе «Академика Курчатова», нередко наблюдались такие, которые в той или иной степени подверглись процессам вторичных изменений. Как правило, образцы таких пород были представлены мелкими обломками и щебнем и никогда не составляли сколько-нибудь значительной доли среди остальных пород, приносимых драгами.

Макроскопически измененные базальты, долериты и диабазы представляют собой буровато-зеленые или зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы. Под микроскопом эта группа пород обнаруживает довольно значительные вариации структурных особенностей и степени вторичной измененности. Главными минералами в этих породах являются плагиоклаз (андезин-лабрадор или битовнит) и моноклинный пироксен. Второстепенные минералы обычно представлены оливином и магнетитом. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, реже сфен. Продукты вторичного изменения представлены переменными количествами альбита, уралита, хлорита, актинолита, лейкоксена и серицита.

Процессы вторичного изменения прежде всего захватывают цветные минералы и вулканическое стекло. Пироксен и оливин при этом замещаются хлоритом и актинолитом, реже наблюдается уралитизация пироксенов и иддингситизация кристалликов оливина. Плагиоклаз обычно изменяется

Таблица 7

Химические составы измененных базальтов и диабазов (станции 432, 443), %

Компоненты	Анализы и №№ драг			Компоненты	Анализы и №№ драг		
	1 (Д-4-1)	2 (Д-5-1)	3 (Д-4-2)		1 (Д-4-1)	2 (Д-5-1)	3 (Д-4-2)
SiO ₂	46,00	46,96	47,44	MgO	7,60	7,53	8,27
TiO ₂	1,30	2,50	1,40	CaO	11,26	10,11	10,00
Al ₂ O ₃	12,20	13,36	14,31	Na ₂ O	2,48	2,16	3,24
Fe ₂ O ₃	4,33	4,03	7,22	K ₂ O	0,12	0,60	0,34
FeO	6,29	9,88	4,67	H ₂ O	4,70	1,76	3,15
MnO	0,16	0,23	0,23				
				С у м м а	99,74	99,12	100,27

1, 2 — анализы пород, поднятых на станции 432, 3 — станции 443.

слабее, чем цветные минералы. Процессы его изменения выражаются в развитии вторичного альбита и в частичной сосюритизации. Стекло и микрорксталлические участки основной массы пород замещаются либо паллагонитом, либо ассоциацией хлорита, актинолита и магнетита. Описываемые породы часто пересечены многочисленными трещинами, которые выполняются хлоритом, эпидотом и иногда альбитом.

Химические составы проанализированных образцов измененных пород приведены в табл. 7.

Сопоставляя данные этой таблицы с анализами неизмененных базальтов, легко видеть, что процессы вторичных зеленокаменных преобразований базальтов Срединно-Атлантического хребта приводят к заметному изменению не только минеральных, но и химических составов пород. Если судить по тем анализам, которыми мы располагаем, химические изменения выражаются главным образом в увеличении содержаний H_2O и величины отношения Fe_2O_3/FeO в измененных породах при одновременном уменьшении содержаний SiO_2 и Al_2O_3 . Разумеется, этот вывод является предварительным, а как в действительности обстоит дело — покажут более детальные исследования этого вопроса, которые проводятся в настоящее время и результаты которых будут опубликованы позднее.

ПОРОДЫ ГРУППЫ ГАББРО

Участие пород группы габбро в строении Срединно-Атлантического хребта стало известным с момента выхода в свет работы Шенда (Shand, 1949). В 6-м рейсе «Академика Курчатова» породы этой группы были обнаружены на полигоне II и на полигоне IV—IVa. Образцы габброидов, поднятые на этих полигонах, имеют различную зернистость и массивное сложение. Преобладают среди них крупно- и грубозернистые породы, реже встречаются мелкозернистые и пегматоидные разновидности. Для многих образцов характерными являются признаки их дробления и милонитизации.

По минеральному составу среди описываемых пород можно выделить нормальные габбро, габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты. Главными породообразующими минералами нормальных габбро являются плагиоклаз (лаборатор № 60—65) и моноклинный пироксен. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, апатитом и сфеном. Плагиоклаз в нормальных габбро образует крупные таблитчатые кристаллы, двойникованные по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам, которые слагают 60—70% объема пород. Моноклинный пироксен представлен в них диопсидом.

Габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты отличаются от нормальных габбро присутствием ромбического пироксена и оливина, количество которых может достигать 10—15 объемных процентов.

Процессы катаклаза и дробления, характерные для пород группы габбро, на начальной стадии выражаются в появлении трещиноватости и в частичной перекристаллизации породообразующих минералов. В дальнейшем в породах возникают участки с гранобластовой структурой. Обычно такие участки бывают пересечены сложной системой трещин, выполненных либо мелкозернистым агрегатом габбровых минералов, либо продуктами вторичного их изменения. При интенсивном развитии процессов вторичного изменения и катаклаза образуются апогаббровые милониты.

Как и в базальтах, вторичным изменениям в габбро более всего подвержены темноцветные минералы. Оливин и ромбический пироксен обычно серпентинизируются, и часто в ассоциации с серпентином по ним развивается хлорит. Эти процессы сопровождаются выделением пылевидного магнетита, который концентрируется в трещинах, пересекающих породу и минералы. Для моноклинного пироксена характерны процессы уралитизации и хлоритизации. Плагиоклаз замещается вторичным альбитом и агрегатом

Химические составы пород группы габбро (станции 432, 441, 443), %

Компоненты	Анализы и №№ драг				
	1 (Д-2-1)	2 (Д-2-2)	3 (Д-3-2)	4 (Д-1-1)	5 (Д-1-1)
SiO ₂	49,86	51,00	38,84	49,98	47,86
TiO ₂	0,40	0,44	0,20	0,60	0,20
Al ₂ O ₃	16,15	18,75	15,05	10,60	13,86
Fe ₂ O ₃	1,40	1,43	1,31	3,25	2,56
FeO	3,77	3,77	5,39	5,75	5,93
MnO	0,12	0,10	0,20	0,17	0,14
MgO	9,45	7,43	17,27	15,00	12,40
CaO	13,40	12,30	13,06	8,82	10,40
Na ₂ O	2,43	2,90	0,22	1,86	2,16
K ₂ O	0,24	0,18	0,07	0,12	0,24
H ₂ O	1,90	0,70	7,58	3,14	3,52
Сумма	99,30	99,00	99,19	99,32	99,27

Анализы 1, 2 — неизменные нормальные габбро; 3 — сильно выветрелый, древеснистый габбро-пегматит; 4, 5 — хлоритизированные и уралитизированные габбро-нориты. 1, 2, 5 — анализы пород, поднятых на станции 443, 3 — станции 432, 4 — станции 441.

сосюрита. Кроме этих процессов можно наблюдать развитие по трещинам катаклаза эпидотовых прожилков и появление бурых гидроокислов железа за счет разложения магнетита.

Первые данные по химическим составам габбро Срединно-Атлантического хребта были получены Миаширо с сотрудниками (Miyashiro et al., 1969), которые обнаружили существенные различия в составах отдельных образцов и предположили, что эти различия обусловлены кристаллизационной дифференциацией толеитовой магмы в процессе становления габбрового массива. По мнению указанных авторов, продукты ранних стадий дифференциации представлены основными по составу габбро, обогащенными железом и титаном, а на завершающей стадии образуются аплиты.

Как следует из табл. 8, образцы габбро, полученные в результате работ 6-го рейса «Академика Курчатова», не обнаруживают столь значительных вариаций в своем составе как с минералогической, так и с химической точек зрения. Имеющиеся в этой таблице два анализа неизменных габбро позволяют лишь говорить о близости их составов составам высокоглиноземистых базальтов. Остальные данные этой таблицы относятся к породам значительно измененным в результате вторичных процессов, и поэтому трудно судить о роли процессов дифференциации в образовании данных пород.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Ультраосновные породы обнаружены в трех участках всего района исследований экспедиции. Первые два участка расположены в зонах поперечных субширотных разломов, секущих рифтовые долины в пределах второго и четвертого полигонов. Третий участок расположен в пределах восточного склона Срединно-Атлантического хребта на траверсе Дакар — Бостон.

На полигоне II (станция 432) ультраосновные породы подняты в трех участках зоны широтного разлома. Во всех случаях эти породы представлены в различной степени серпентинизированными гарцбургитами, ассоциирующими с габбро и зеленокаменными породами.

Драга 1 прошла путь со дна ущелья в направлении на восток с подъемом на юго-восточный склон ущелья. Максимальная глубина драгировки 3347 м. Драга была оторвана от дна на глубине 2880 м и принесла мелкие обломки размером от долей сантиметра до 2—5 см общим весом 3 кг. Среди них резко преобладают (более 70%) серпентинизированные гарцбургиты, серпентиниты и сильно измененные (замещенные тальком, хлоритом, актинолитом и охрами) серпентиниты. Около 10% составляют обломки габбро, а остальной материал представлен уплотненными осадочными породами и эрратической галькой и щебнем.

Драга 3 прошла путь от пересечения широтной зоны разлома с северной ветвью рифтовой долины в направлении на юг с подъемом на южный склон зоны разлома с глубины 3347 и 2820 м. В драге содержалось около 40 кг мелких и крупных обломков коренных пород. Серпентинизированные гарцбургиты и серпентиниты были представлены двумя крупными (до 10 см) и множеством мелких (до 3—4 см) обломков. Кроме этого было поднято несколько обломков сильно измененных — хлоритизированных, актинолитизированных, оталькованных и карбонатизированных серпентинитов с охрами железа. В ассоциации с этими породами были подняты габбро и габбро-пегматиты, а также мелкие обломки зеленокаменных пород, осадочных пород, базальтов и эрратической гальки и щебня. Особый интерес представляют собранные драгой 3 многочисленные обломки хлорит-актинолит-анкерит-карбонатных туфов и жил, имеющих явно гидротермальное происхождение.

Драга 4 работала на противоположном склоне той же зоны разлома. Ее путь в северо-западном направлении начался на глубине 2400 м и закончился на глубине 1780 м. Серпентинизированные гарцбургиты и серпентиниты были представлены мелкими (от долей сантиметра до 2 см) обломками. В ассоциации с этими породами были подняты более крупные обломки зеленокаменно измененных и карбонатизированных базальтов и габбро, свежих базальтов и мергелей.

На полигоне IV (станция 441) ультраосновные породы также приурочены к широтной зоне разломов.

Драга 4 работала на южном гребне широтной зоны разломов. При этом драга прошла путь в юго-восточном направлении вверх по склону, осложненному гребнем (максимальная глубина 1600 м, минимальная — 1320 м). Было поднято около 30 кг каменного материала, среди которого резко преобладают габбро. Серпентинизированные перидотиты и серпентиниты были встречены в виде нескольких мелких обломков (1—5 см). Кроме этих пород в драге были обнаружены зеленокаменные породы, диабазы, гравелиты и другие осадочные породы, а также небольшое количество привнесенного материала.

Драга 8 прошла путь от подножия северного крутого склона широтной зоны разлома на глубине 3780 м почти до перегиба в склоне на глубине 2980 м. В драге был один единственный обломок серпентинизированного перидотита размером до 10 см. Выше по тому же склону драгой 2 и подводным фотографированием были обнаружены массивные выходы габбро.

Драгой 9 с выровненной вершины гребня к северу от широтной зоны разломов (глубина 1960—1800 м) вместе с илом было поднято два небольших обломка базальта и серпентинита.

На станции 437, расположенной на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта недалеко от его основания, мелкие обломки сильно измененных, карбонатизированных серпентинитов слагают ядра железо-марганцевых конкреций.

подавляющее большинство изученных ультраосновных пород представлено гарцбургитами, серпентинизированными на 80—90%. Реже встречается серпентинизация до 60—70% или серпентиниты без реликтов первичных минералов. Часть этих пород сильно хлоритизирована, актинолитизирована, оталькована и карбонатизирована.

В процессе серпентинизации отчетливо наблюдается проявление двух ее стадий. Первая — псевдоморфная развивается по всей массе породы, не разрушая ее текстурно-структурного рисунка. Благодаря этому возможна реставрация первичного количественного минерального состава пород и структурных взаимоотношений между минералами. Серпентинизации в большей степени подвержены оливин и в меньшей — пироксены.

Псевдоморфозы развиваются с образованием типичных петельчатых структур по оливину и бастита по пироксену. В ходе первой стадии серпентинизации развиваются антигорит, лизардит и серпсфит с выделением пылевидного магнетита, а также бастит. Вторая стадия, захватывающая поверхностные зоны обломков, проходит с образованием прожилковых, корковых, радиально-лучистых агрегатов хризотила и асбеста, полностью разрушающих первичный рисунок структурно-текстурных особенностей породы. Порода в значительной степени осветляется и приобретает причудливый вид за счет дальной сегрегации магнетита.

В отношении серпентинизации исследуемые породы практически неотличимы от таких же пород Срединно-Индоеокеанского хребта и типичных альпинотипных гипербазитов.

Первичный качественный минеральный состав исследуемых пород довольно однообразен и не отличается какими-либо специфическими особенностями. Это типичные шпинелевые перидотиты с устойчивой пироксен-шпинелевой ассоциацией.

В породах преобладает оливин с 5—10% фаялитовой составляющей. Пироксены представлены высокомагнезиальными гиперстеном и диопсидом. Железистость этих минералов меняется в незначительных пределах.

Чистые ортопироксен и диопсид встречаются редко, преобладают тончайшие сростки этих минералов — продукт распада твердого раствора. Количество обоих минералов в смеси непостоянно. Если минералы срстаются вдоль плоскости 001 — ортопироксен составляет около 60%. В некоторых зернах плоскость срастания пироксенов расположена под углом приблизительно 25° к спайности 001. При совмещении такой плоскости срастания с вертикальной нитью окуляра происходит погасание ляммелей диопсида. В таких зернах гиперстен занимает более 80% от объема всей смеси минералов.

Постоянный акцессорный минерал — бурая шпинель. В разных породах интенсивность окраски шпинели меняется. Шпинель разлагается с выделением магнетита.

Среди исследуемых перидотитов преобладают крупнозернистые разности с массивной крупнопорфировидной текстурой, образованной коротко таблитчатыми кристаллами пироксенов, погруженными в плотную панидиоморфнозернистую массу оливина. Судя по реликтам оливина, первоначальный размер отдельных зерен этого минерала не превышал 1—1,5 мм. Зерна пироксена в среднем имели размеры 1—2 см и были ксеноморфны по отношению к оливину. Мелкие (доли миллиметра) неправильной формы зерна шпинели всегда приурочены к краевым частям кристаллов пироксена.

В отличие от ультраосновных пород Срединно-Индоеокеанского хребта среди исследуемых перидотитов весьма редки породы с явными признаками глубокого динамометаморфизма. Полосчатые или гнейсовидные разности отсутствуют. Протокластические явления (например, деформация зерен пироксена, протомилонитизация) выражены очень слабо. Катаклазированность серпентинитов выражается лишь в присутствии обычных зерен скольжения или трещин отдельности, нередко залеченных поздней стадией серпентинизации или карбонатизации.

Первичный количественный минеральный состав пород довольно постоянен. Преобладают типичные гарцбургиты с содержанием пироксенов в пределах 20—30%. Перидотиты, взятые драгой 8 на полигоне IV, содержат око-

ло 40% пироксена и приближаются по составу к лерцолитам. Плагноклазовые разности перидотитов не обнаружены.

Особый интерес представляют серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, подвергшиеся значительному влиянию зеленокаменного метасоматоза и карбонатизации (полигон II). Внешне эти породы представляют собой довольно рыхлую, почти бесструктурную массу светло-зеленого цвета с реликтами первичных пород. Эти породы состоят из серпентина, хлорита, талька, актинолита, кальцита и лимонита, развитого по сульфидам. Иногда в них присутствует гидрогранат. Породы пронизаны тонкими прожилками кальцита. На поверхности некоторых обломков этих пород встречаются округлые, почковидные стяжения, состоящие из кристаллов кальцита с арагонитом, хлоритом и актинолитом.

По всей вероятности, эта стадия изменения пород происходила вне зависимости от процесса серпентинизации и началась позже него, поэтому в реликтах первичных пород встречаются как полностью, так и частично серпентинизированные перидотиты.

Особое место в изменении ультраосновных пород занимает лимонитизация. В этот процесс вовлекаются только поверхностные зоны обломков серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и продуктов их зеленокаменного и гидротермального изменения. В серпентинитах зоны лимонитизации по толщине не превышают 1 см. В рыхлых гидротермально измененных породах эти зоны значительно мощнее. Мелкие обломки бывают лимонитизированы полностью. Возможно, что этот процесс наиболее поздний и связан с гальмиролизом.

Химический состав ультраосновных пород показан в табл. 9.

Таблица 9

Химический состав и нормативные минералогические характеристики гипербазитов, %

Компоненты	Анализы и №№ драг							
	1 (Д-3-1)		2 (Д-8)		3 (Д-3-6)		4 (Д-3-3)	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
SiO ₂	38,34	44,28	37,82	44,17	37,92	44,58	36,86	43,31
TiO ₂	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	0,90	1,03	1,19	1,38	1,91	2,24	3,94	4,63
Fe ₂ O ₃	6,61	7,63	5,26	6,14	3,80	4,46	3,54	4,16
FeO	1,97	2,27	2,44	2,85	2,80	3,29	2,85	3,35
MnO	0,13	0,15	0,10	0,11	0,09	0,10	0,09	0,10
MgO	38,30	44,23	38,00	44,38	35,90	42,21	33,00	38,77
CaO	0,15	0,17	0,60	0,70	2,38	2,79	4,58	5,38
Na ₂ O	0,10	0,12	0,11	0,13	0,19	0,22	0,20	0,24
K ₂ O	Следы		0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	11,50		12,30		11,48		10,40	
H ₂ O ⁻	1,35		1,40		2,72		3,60	
С у м м а	99,38	100	99,26	100	99,25	100	99,11	100
Ol	74,1		75,7		71,1		68,5	
Hу	22,0		17,7		16,8		0,9	
Di	3,2		6,6		12,1		30,6	
Sp	0,7		—		—		—	

1, 3, 4 — анализы пород, поднятых на станции 432, 2 — станции 441. А — данные анализа, Б — состав породы в пересчете на безводный остаток.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Среди осадочных пород Атлантического океана ряд исследователей (Bonatti, 1966; Cifelli et al., 1966; Fisher, 1967; Friedman, 1964; Milliman, 1966; Thompson et al., 1968; Солдатов, Мурдмаа, 1968) определяют литифицированные карбонатные породы, встреченные в глубоководных частях. Эти породы оказались интересны с той стороны, что при сравнительно молодом возрасте (миоцен и моложе) они обладают достаточно высокой степенью литификации (окаменения), вполне сравнимой с древними (палеозойскими и мезозойскими) породами геосинклинальных областей континентов. Литифицированные карбонатные породы обнаружены не только на дне океанов, но и во внутренних морях (Средиземном, Красном) и в Персидском заливе (Fisher, Garrison, 1967; Groot, 1969; Milliman et al., 1969; Wells, 1969).

Имеющиеся в нашем распоряжении образцы пород были подвергнуты всестороннему изучению¹ (табл. 10). Были выполнены петрографические исследования шлифов под микроскопом, проведены иммерсионные анализы нерастворимого остатка карбонатных пород, проделаны термографические, рентгеноструктурные, химические, спектральные и другие виды лабораторных исследований.

Размер обломков осадочных пород колеблется от долей сантиметра до 0,5 м; они в разной степени окатаны.

По различным признакам (характеру окатанности, наличию ледниковой штриховки, степени выветривания, вторичным изменениям и т. д.) осадочные породы удается разделить на две группы: а) породы местного происхождения, образовавшиеся в пределах Срединно-Атлантического хребта, и б) породы чуждые, принесенные в пределы Срединно-Атлантического хребта плавающими льдами, айсбергами и другими агентами.

Среди рассеянного материала пород ледового разноса имеется много различных разновидностей осадочных пород. Однако коренные осадочные породы Срединно-Атлантического хребта отличаются от осадочных пород ледового разноса прежде всего меньшей прочностью.

Среди материала ледового разноса встречаются, хотя очень и редко, слабые на истирание породы. Так, на станции 431 драгой 3 была поднята небольшая плитка с неровными краями стально-серого углистого тонкослоистого алевролита с флорой псилофитов. Плитка легко разламывается по слоистости. Но в целом породы, принесенные льдом, прочные. При внимательном рассмотрении их под лупой на гладкой, полированной поверхности некоторых образцов можно увидеть царапины и борозды разного направления, оставленные, очевидно, при движении ледника по твердой поверхности ложа.

Местные осадочные породы имеют обычно какую-то связь или с коренными изверженными породами (перидотитами, габбро, базальтами), или с современными осадками дна океана. В литифицированных породах Срединно-Атлантического хребта почти всегда можно обнаружить обломки и зерна серпентинизированных перидотитов, серпентинитов, базальтов и базальтовых стекол. Эти породы обычно встречаются вместе с осадочными породами, часто в одной драге, на одной и той же станции или на соседних станциях. Изверженные породы залегают на склонах и вершинах подводных гор и хребтов. Осадочные породы встречаются в западинах, на вершинах и склонах гор и у их подножия и в долинах. Очень часто осадочные породы встре-

¹ Помимо материалов, полученных в 6-м рейсе «Академика Курчатова», была обработана небольшая коллекция осадочных пород, собранная Ю. А. Богдановым, А. В. Солдатовым и Б. А. Кошелевым в 1-м рейсе этого судна во впадине Романш. Авторами также использованы опубликованные материалы по осадочным породам впадины Романш (Солдатов, Мурдмаа, 1970) и по литифицированным карбонатным породам, полученным около острова Сан-Паулу (Thompson et al., 1968).

Драгировки и характеристика поднятого материала
(1-й и 6-й рейсы «Академика Курчатова», 20-й рейс «Атлантис-2»)

Станция, №№ образцов	Координаты	Глубина, м	Краткая характеристика поднятого материала
3*, обр. 167, 179	0°15,7' ю. ш., 18°20,0' з. д. 0°10,0' ю. ш., 18°30,8' з. д.	7100	Мел и мелоподобные фораминиферовые известняки, пористые с пустотами и галькой базальтов и серпентинитов и туфогенными обломками
3, обр. 168, 169, 174—176, 181— 183, 186, 189	То же	7100	Аргиллиты от зеленовато-серого до темно-серого цвета с галькой серпентинитов и базальтов, зернами полевых шпатов, серпентина, пироксенов. Цемент глинисто-серпентиновый
3, обр. 150, 178, 179	То же	7100	Алевриты желтовато-серого цвета. Псаммитовая и алевритовая фракции представлены серпентином, серпентинитом, полевыми шпатами, базальтами, перекристаллизованными фораминиферами
441**, Д-5, обр. 4	29°48,7' с. ш., 42°44,0' з. д. 29°48,6' с. ш., 42°43,2' з. д.	1420 1100	Брекчии с известково-железистым цементом и обломками базальтов
444, Д-2, обр. 3а	40°45,5' с. ш., 29°20,4' з. д. 40°44,6' с. ш., 29°21,2' з. д.	1800 1540	То же
441, Д-5, обр. 4а	29°48,7' с. ш., 42°44,0' з. д. 29°48,6' с. ш., 42°43,2' з. д.	1420 1100	Брекчии с известково-биогенным цементом и обломками базальтов и раковинами моллюсков
444, Д-2, обр. 3б	40°45,5' с. ш., 29°20,4' з. д. 40°44,0' с. ш., 29°21,2' з. д.	1800 1540	То же
432, Д-3, обр. 9а	40°35,1' с. ш., 29°23,2' з. д. 40°32,7' с. ш., 29°20,9' з. д.	3347 2340	Брекчии с арагонитовым цементом и обломками серпентинитов и серпентина
441, Д-4, обр. 1	29°55,6' с. ш., 42°31,0' з. д. 29°54,8' с. ш., 42°30,7' з. д.	1600 1320	Известняки фораминиферовые с обломками и галькой серпентинитов и базальтов, отмечается трещиноватость и микрослоистость
443, Д-4, обр. 1	29°57,2' с. ш., 42°15,2' з. д. 29°56,5' с. ш., 42°15,0' з. д.	2720 2100	Известняки фораминиферовые с обломками и галькой серпентинитов и базальтов
431, Д-3, обр. 7	42°38,0' с. ш., 19°41,7' з. д. 42°38,5' с. ш., 19°41,2' з. д.	4334 4785	Мелоподобный фораминиферовый известняк с обломками базальтов, перидотитов, серпентинитов
432, Д-3, обр. 5	40°33,9' с. ш., 29°30,1' з. д. 40°33,6' с. ш., 29°25,6' з. д.	3347 2580	То же
444, Д-2, обр. 3	30°03,2' с. ш., 42°29,1' з. д. 30°02,5' с. ш., 42°29,3' з. д.	5320 5040	» »
441, Д-4, обр. 1	29°55,6' с. ш., 42°31,0' з. д. 29°54,8' с. ш., 42°30,7' з. д.	1600 1320	» »

Т а б л и ц а 10 (окончание)

Станция, №№ образцов	Координаты	Глубина, м	Краткая характеристика поднятого материала
441, Д-5, обр. 4	29°48,7' с. ш., 42°44,0' з. д.	1420	Мелоподобный фораминиферовый известняк с обломками базальтов, перидотитов, серпентинитов
	29°48,6' с. ш., 42°43,2' з. д.	1100	
441, Тр-1, обр. 3	29°54,2' с. ш., 42°43,8' з. д.	3200	То же
	29°54,0' с. ш., 42°43,0' з. д.	3020	
443, Д-2, обр. 6	30°08,4' с. ш., 42°36,1' з. д.	2820	» »
	30°09,8' с. ш., 42°36,4' з. д.	2540	
443, Д-4, обр. 1	29°57,2' с. ш., 42°15,2' з. д.	2720	» »
	29°56,5' с. ш., 42°15,0' з. д.	2100	
24-64***	около о. Сан — Паул	2542—1719	Доломит белый, пористый, зернистый с зернами серпентина, хлорита
24-27	То же	2542—1719	Консолидированный ил фораминиферовый с зернами кальцита. Поздний миоцен
36-55	» »	2304—1463	Известняк фораминиферовый, цемент кальцитовый. Плейстоцен
39-103	» »	2606—1829	Известковый туф: кальцит, плагиоклаз альбитизированный и кальцитизированный, цеолиты, редко обломки базальтов, серпентинитов и сапонита. Есть кальцитовые прожилки. Вероятно, миоплиоцен (по фораминиферам)
39-117	» »	2606—1829	Известковый туф: кальцит, плагиоклаз, обломки базальта, жилы кальцита по трещинкам, цеолит (?), планктонные фораминиферы
39-139	» »	2606—1829	Консолидированный фораминиферовый ил, зерна кальцита, серпентина. Поздний миоцен (по фораминиферам)
42-7	» »	2743—2067	Кристаллический известняк: плотный, кристаллы кальцита (0,1—0,3 мм) с включениями цеолита (?), жилки кальцита, зерна серпентина

* 1-й рейс «Академика Курчатова».

** 6-й рейс «Академика Курчатова».

*** 20-й рейс «Атлантис-2» (Thompson et al., 1968).

чаются вместе с современным илом. В этом случае при отмывке ила на сите остаются обломки осадочных пород. Внешне осадочные породы походят на современные осадки, отличаясь значительно большей сцементированностью. Цвет и состав осадка и осадочной породы очень сходен. В осадочной породе под бинокляром и в шлифе под микроскопом видны фораминиферы, часто перекристаллизованные до неопределимого состояния. Осадок обычно представлен фораминиферовым илом. По трещинам и ходам илоедов фораминиферовый ил глубоко проникает в литифицированные осадочные породы.

В породах ледового разноса фораминиферовый ил тоже встречается, но только в виде примазок и корочек. Эти породы в большинстве своем не имеют следов, оставленных илоедами, хотя в некоторых известняках и доломитах содержатся пустоты различного происхождения (карстовые, от камнеточцев, от выпавших остатков фауны и включений и т. д.). По указанным выше признакам можно отличить породы местного происхождения от пород чуждых, принесенных льдом и другими агентами переноса.

Опираясь на перечисленные выше признаки, нами среди осадочных пород Срединно-Атлантического хребта были выделены следующие разновидности коренных осадочных пород.

1. Брекчии с известково-железистым цементом.
2. Брекчии с известковым биогенным цементом.
3. Брекчии с арагонитовым цементом.
4. Известняки фораминиферовые крепкоцементированные.
5. Мелоподобные фораминиферовые известняки и мел.
6. Аргиллиты серпентиновые.
7. Алевролиты серпентиновые.
8. Песчаники и гравелиты серпентиновые и серпентинитовые.

Брекчии с известково-железистым цементом (полигон IV, станция 441, Д-5, обр. 4 и полигон II, станция 444, Д-2, обр. 3а). На обеих указанных станциях драгой было поднято от 50 до 100 кг каменного материала, представленного в основном угловатыми обломками и глыбами базальтов с выветрелой коркой на поверхности, а также известково-железистые брекчии. Последние представлены тремя угловатыми обломками (до $15 \times 15 \times 10$ см) общим весом около 5 кг.

Брекчия состоит из неотсортированных по размеру обломков выветрелых базальтов, составляющих 50—60% породы, и ржаво-бурой известково-железистой цементирующей массы. Максимальный размер обломков базальтов до 5×5 см. В цементе имеется очень много мелких обломков темно-бурого базальтового стекла. Часть этих обломков превратилась в охристую сыпучую массу и входит в цементирующую составляющую породы. В охристой массе присутствуют водяно-прозрачные призматические кристаллы полевого шпата размером 2—3 мм. Полевой шпат имеет $Ng' = 1,572$ и $Np' = 1,563$, что соответствует битовниту № 70. В шлифах под микроскопом хорошо видна брекчиевая структура, массивная текстура. Обломки брекчии состоят из оливиновых базальтов, гиалобазальтов. Реже встречаются обломки серпентинитов, серпентина, а также в различной степени серпентинизированных оливина и ромбического пироксена (энстатита). Обломки плагиоклазов имеют призматическую форму. В плагиоклазах видны эллипсоидальные пузырьки с газово-жидкими включениями. Цемент известково-железистый, базального типа. В составе цемента имеются остатки раковин фораминифер, обломки створок пластинчатожаберных моллюсков и птеропод. Железистость цемента обусловлена наличием пятен и участков неправильной формы, сложенных в основном гидроокислами железа. Происхождение их не совсем ясно. Возможно, какая-то часть таких железистых пятен возникла за счет разложения обломков вулканического стекла и пепловых частиц. Термограмма бурой массы из цемента брекчии (станция 441, Д-5, обр. 4) отличается значительной сложностью. Эндоэффект 160° скорее всего обусловлен гидрослюдой. Эндоэффект (860°) и экзоэффект (980°), по-видимому, принадлежат карбонату, однако они значительно смещены и искажены. Возможно, эти эффекты, а также небольшие эндоэффекты 330° , 510° и экзоэффект 690° обусловлены присутствием каких-то новых минералов, образующихся при воздействии на карбонатный осадок горячей вулканической массы. В присутствии морской воды в этих условиях могли образоваться сложные соли, однако их количество невелико.

Рентгенометрические исследования показали наличие в этих пробах большого количества плагиоклаза (битовнит-лабрадора) и немного кальцита. Очень интересным является то, что термограмма и рентгенограмма бурой цементирующей массы образца 441-Д5-4 очень похожа на термограмму и рентгенограмму белой корочки с поверхности вулканической бомбы (станция 443, Д-6, обр. 4б). Эта корочка представляет собой измененный донный осадок, который представлен на станции 443 пелитовым известковым илом. Под действием большой температуры осадок припаялся к поверхности вулканической бомбы и претерпел некоторые изменения. Во-первых, он стал

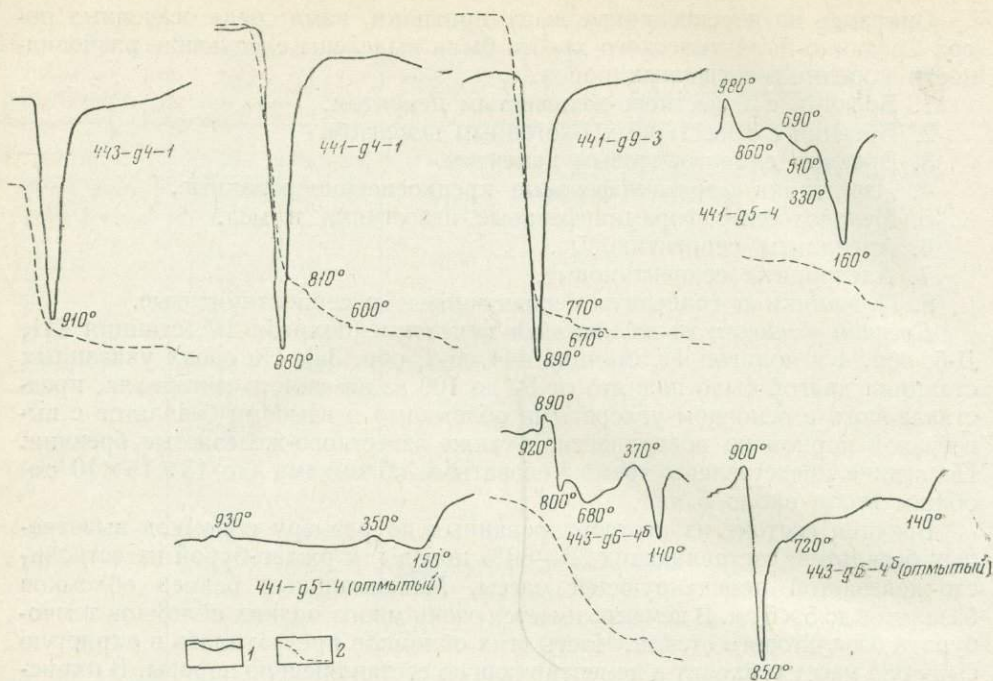


Рис. 60. Термограммы образцов осадочных пород

1 — кривая изменения температуры образца при нагревании, 2 — кривая изменения объема выделяющегося при нагревании углекислого газа

твердым и хрупким, а во-вторых, в нем произошли некоторые минералогические изменения. На термограмме кроме термических остановок, характерных для кальцита и гидрослюды, появились дополнительные эффекты, принадлежащие каким-то неизвестным минералам, присутствие которых отмечается и в цементе вышеописанной брекчии (станция 441, Д-5, обр. 4).

Для того чтобы установить характер этих минералов, мы проделали следующий эксперимент. Растертые до тонкого порошка навески исследуемых пород были промыты дистиллированной водой и просушены при температуре 110°. После этого с них были сняты термограммы. Как видно на рис. 60 (обр. 441-Д5-4, 443-Д6-4б), термические кривые сильно изменились после отмывки — исчезли мелкие эффекты. В образце 443-Д6-4б остались лишь остановки, характерные для кальцита и гидрослюды. В образце 441-Д5-4 этих минералов значительно меньше. Этот опыт показывает, что даже в глубоководных условиях воздействие горячих продуктов извержения (бомб, лапилей, лав) на современный осадок может приводить к значительным изменениям. Эти изменения выражаются в цементации осадка и минеральных новообразованиях. Цементация осадка за счет прогрева может привести к образованию литифицированных осадочных пород типа брекчий и фораминиферовых известняков. Минеральные новообразования могут появиться как в результате преобразования существующих минералов (карбонатов, глинистых), так и в результате выпадения солей из растворов при испарении воды из осадка. Очевидно, возможны и другие пути появления новых минералов: преобразование продуктов вулканических извержений, действие горячих рассолов на осадок и т. д.

Брекчии с известково-биогеогенным цементом (полигон IV, станция 441, Д-5, обр. 4а и полигон II, станция 444, Д-2, обр. 3б). Эти брекчии отличаются от вышеописанных составом цементирующей массы. Состав обломочной фракции точно такой же, как и у предыдущей разновидности, — базаль-

товый. В меньшем количестве присутствуют обломки базальтового стекла, обычно с ободком разложившейся охристой массы. Цементирующая масса вокруг обломков базальта имеет более темную окраску и кажется более плотной. Цемент известковый, базального и пористого типа, светло-серого цвета с желтоватым оттенком. В цементе очень много обломков раковин пластинчатожаберных моллюсков, птеропод, фораминифер.

Брекчии с арагонитовым цементом (полигон II, станция 432, Д-3, обр. 9а; район о. Сан-Паул). Драгой 3 на станции 432 было поднято около 30—40 кг каменного материала, представленного главным образом серпентинитами и перидотитами. Брекчии с арагонитовым цементом представлены несколькими (около 10) небольшими (до 8×5 см) обломками. Они серого и темно-серого цвета. Состоят из угловатых и слабokatанных обломков серпентинитов, сцементированных мелкими (0,1—0,5 мм) игольчатыми и тонкопризматическими кристаллами арагонита. Кристаллы арагонита образуют розетчатые агрегаты и тонкие прожилки. Они обрастают обломки серпентинитов и частично замещают их. Серпентиниты сильно охристые, разрушенные.

Кристаллы арагонита были изучены под микроскопом в иммерсии и рентгеноструктурным анализом. Они бесцветны, иногда с тонкими поперечными белыми полосками, опоясывающими кристалл. Удлинение кристаллов отрицательное, спайность по (010), $2V = 15-17^\circ$, $N_g = 1,690$, $N_m = 1,682$, $N_p = 1,531$. По степени сохранности и, очевидно, времени образования можно выделить арагонит нескольких генераций: 1) свежие водяно-прозрачные игольчатые очень тонкие кристаллы; 2) друзы арагонита, потерявшие прозрачность, концы кристаллов закругленные, ямчатые, со следами растворения (по-видимому, они выделились раньше, чем первые); 3) кристаллы арагонита, покрытые тонкой пленкой и налетом темно-коричневых железомарганцевых охр.

Характерно, что в секущих жилках арагонит представлен свежими водяно-прозрачными кристаллами. В некоторых кристаллах арагонита встречаются пылевидные зерна магнетита и зеленоватые чешуйки серпентина.

Томпсон с сотрудниками (Thompson et al., 1968) отмечают, что арагонитовые нодулы, тесно связанные с серпентинизированными перидотитами, были встречены при драгировании площади 43° с. ш. Срединно-Атлантического хребта, в разломе Вема, во впадине Романш и около о. Сан-Паулу. Не отвергая возможности гидротермальных источников, Томпсон с соавторами считают, что причины насыщения вод карбонатами не ясны.

Как известно (Alderman, Skinner, 1957; Taft et al., 1968; Wells, 1962; Groot, 1969), хемогенная садка арагонита, доломита и гидромагнезита, отмечаемая в настоящее время в малководной лагуне Куронг (Австралия), Персидском заливе и на Багомской банке, связана с повышенными температурой, рН и соленостью, в результате чего возникает пересыщение воды карбонатами.

Глубинные воды Красного моря, по данным Миллимана и других исследователей (Milliman et al., 1969), также были пересыщены карбонатами, в результате чего в вюрмское время (11 тыс. лет назад) происходили садка арагонита и образование литифицированных карбонатных прослоев.

Глубинные воды рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта также, возможно, имеют в некоторых участках повышенную температуру. Но, по-видимому, не она является определяющей в осаждении карбонатов. Следует учитывать, что арагонитовые новообразования (нодулы, известковые туфы, брекчии с арагонитовым цементом, щетки кристаллов на обломках пород и т. д.) тесно связаны с серпентинитами и серпентинизированными перидотитами. Можно высказать предположение, что при серпентинизации перидотитов происходит выделение окиси кальция, которая, поступая в глубинные и поровые воды, гидролизует, повышая рН воды. Затем гидроокись

кальция реагирует с углекислотой, при этом рН воды еще более повышается. Очевидно, карбонаты в этой среде будут неустойчивы и выпадают в осадок. Нам представляется, что подобный механизм образования арагонита наиболее вероятен там, где на дне океана обнажаются серпентинизированные перидотиты. Хемогенная садка карбонатов происходит обычно вокруг некоторых центров, обычно на поверхности обломков пород (серпентинитов) и по трещинам пород. Разрастаясь, эти новообразования образуют нодули, туфы, брекчи.

Известняки фораминиферовые (полигон IV, станции 441, Д-4, обр. 1 и 443, Д-4, обр. 1). Известняки подняты драгой с глубины 1320 м совместно с серпентинизированными габбро, перидотитами и серпентинитами, составляя примерно 30% поднятого материала (около 40 кг).

Обломки известняка имеют различный размер (от долей сантиметра до $50 \times 30 \times 20$ см), угловатую форму. Поверхность их черного цвета от налетов и корочек окислов марганца, неровная, ямчатая. В изломе видны ходы илоедов, заполненные смесью рыхлого фораминиферового ила и черных комочков окислов марганца. Причем ходы илоедов чаще всего приурочены к поверхности образца, глубже их становится меньше. Поверхностная корка образца толщиной 1,0—1,5 см имеет как бы выщелоченный отбеленный вид, она более рыхлого сложения, мажет пальцы. В отдельных участках эта корка пропитана окислами марганца и имеет черный цвет. Нижняя граница корки постепенно переходит в очень плотный крепкоцементированный известняк с полураковистым изломом. Образцы известняка настолько прочные, что с трудом разбиваются молотком. В свежем изломе видны многочисленные сколы раковин фораминифер. Целых раковин в изломе нет, раковины обычно перекристаллизованы до неопределимого состояния. В известняках всегда присутствуют обломки пород гравийной и песчаной размерности, иногда встречается и более крупная галька. Обломки представлены серпентинитами и базальтами. Хорошо видно, что некоторые округленные обломки базальтов, напоминающие окатанные валуны и гальку, попали в известняк из базальтового милонита, развитого неподалеку в зоне разлома (станция 441, Д-4).

Образцы известняка трещиноваты. Хорошо заметна система параллельных трещин, по стенкам которых развиваются дендриты окислов марганца. Две другие системы трещин, почти перпендикулярные к первой, выражены гораздо слабее и малозаметны. Известняки обладают органогенной структурой, микрозернистой основной массой глинисто-известковистого состава, в которую погружены раковины фораминифер, кокколитофорид, спикулы губок. Фораминиферы составляют до 50% площади шлифа. Внутренняя часть раковин заполнена гидроокислами железа. Глинистого материала в породе около 10—20%. В распределении его иногда видна плохо заметная микрослоистость, которая проявляется при травлении шлифа кислотой. Чаще глинистый материал распределен пятнисто. Причем светлые участки с меньшим содержанием глинистого материала сложены более крупными кристаллами кальцита.

Термограмма известняков (см. рис. 60) показывает, что они состоят в основном из кальцита. Образец 441-Д4-1 содержит около 90% кальцита, обр. 443-Д4-1 — около 40%. Кривые нагревания кальцита имеют обычный (эталонный) вид. Кривая объема выделяющегося газа (углекислого) и эндоэффект разложения кальцита в обр. 441-Д4-1 несколько смещены в сторону низких температур. Это связано, очевидно, с присутствием магнезиального кальцита. Судя по объему углекислого газа, выделившегося при пониженной температуре (810°), магнезиального кальцита содержится в известняке около 8%.

Мелоподобные фораминиферовые известняки и мел (полигон I, станция 431, Д-3 — обр. 7; полигон II, станция 432, Д-3 — обр. 5 и станция 444, Д-2 — обр. 3; полигон IV, станция 441, Д-4 — обр. 1, Д-5 — обр. 4, Д-1 —

обр. 3, Д-9 — обр. 3 и станция 443, Д-2 — обр. 6, Д-4 — обр. 1; впадина Романш, станция 3, обр. 167, 179). Эти известняки встречаются довольно часто. Обычно они небольшого размера (не более $20 \times 15 \times 10$ см), округленные, легко разбиваются молотком или разламываются руками. Некоторые из них в центральной части более прочные, чем снаружи. Почти все образцы имеют разной толщины корку, состоящую из выветрелой массы того же состава, что и внутренняя часть, но более рыхлой и пористой. Поверхность образцов часто пропитана марганцевыми окислами. Большинство образцов источено ходами илоедов, стенки которых также покрыты налетами и корочками окислов марганца.

Некоторые образцы известняков содержат щебень и зерна песчаной размерности базальтов, серпентинитов и перидотитов. Нерастворимый остаток известняков состоит из зерен полевого шпата, пироксена, серпентина, обломков пород, погруженных в микрозернистую коричневую массу, по-видимому, глинисто-серпентинового состава.

В шлифах под микроскопом мелоподобные известняки и мел имеют органическую структуру. В микрозернистой основной массе известкового состава видны многочисленные раковины фораминифер размером 0,1—0,2 мм, кокколитофориды, угловатые обломки алевритовой и песчаной размерности плагиоклаза, пироксена, серпентинитов, магнетита, листочки талька и биотита. Наиболее крупные (до 1 см) обломки угловатой формы представлены серпентинитами, обладающими петельчатой структурой, с большим количеством (до 50%) мелких зерен магнетита. Зерна пироксена серпентинизированы. По данным термического анализа (см. рис. 60), в известняках содержится около 90% кальцита (обр. 441-Д9-3). Рентгеноструктурный анализ показывает, что в некоторых пробах мела присутствует арагонит.

Аргиллиты, алевриты, песчаники, конгломераты встречены в 1-м рейсе «Академика Курчатова» во впадине Романш. Тралом «Галатей» с глубин 7100—7200 м было поднято большое количество угловатых обломков, представленных различными породами, в том числе осадочными. Краткое описание осадочных пород приводится в статье А. В. Солдатова и И. О. Мурдмаа (1970).

Аргиллиты серпентиновые (впадина Романш, станция 3, обр. 168, 169, 174—176, 181—183, 186, 189). Окраска пород от зеленовато- и желтовато-серой до темно-серой, поверхность образцов часто покрыта черной пленкой окислов железа и марганца. Такая же пленка выстилает и стенки ходов илоедов, которые иногда в изобилии присутствуют в аргиллитах. В некоторых образцах есть галька и гравий изверженных пород.

Под микроскопом аргиллиты обладают пелитовой, алевропелитовой и бластоалевропелитовой структурами, массивной, неяснослойной или брекчиевидной текстурами. Алевритовая фракция представлена обломками полевых шпатов, моноклинного пироксена, серпентина и серпентинитов, вулканического стекла, роговой обманки, магнетита, хлоритизированными обломками, листочками биотита, мусковита и талька.

Весьма характерно, что эти обломки часто заполняют округлые камеры — пустоты, представляющие собой ходы илоедов. Среди обломков здесь же присутствуют остатки диатомовых водорослей. Обломки минералов и пород обычно свежие, без следов выветривания. Обломочная фракция составляет не более 15—20% от площади шлифа. Пелитовая часть аргиллитов состоит из микрозернистой слабополярризующей массы светло-бурого и зеленовато-бурого цвета. По-видимому, эта масса состоит из мелких зерен серпентинита, глинистых минералов и хлорита. Иногда в аргиллитах видны тонкие неясновыраженные прожилки зеленоватого цвета, вероятно, хлоритового состава.

Алевролиты серпентиновые (впадина Романш, станция 3, обр. 150, 178, 187). Эти породы внешне представляют собой массивные или плитчатые

сцементированные породы серого или желтовато-серого цвета. Поверхность покрыта черной пленкой гидроокислов железа и марганца.

Алевролиты обладают алевритовой или псаммоалевритовой структурой, массивной или неяснослоистой текстурой. Псаммитовая и алевритовая фракции состоят из зерен разной степени окатанности серпентина, серпентинитов, полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, базальтов, вулканического стекла, магнетита, талька, хлорита, арагонита-кальцита, листочков биотита и развивающегося по нему глауконита, перекристаллизованных остатков фораминифер. Обломки в большинстве свежие без следов выветривания. Особенно характерны обломки серпентина и серпентинитов. Они окатанные и слабоокатанные, реже угловатые. Серпентиниты имеют петельчатую или решетчатую структуру. Иногда видны реликты пироксенов и оливина. Серпентиниты, вероятно, апоперидотитовые. Серпентин представлен хризотилом, антигоритом, баститом и, по-видимому, лизардитом.

Пироксен представлен большей частью моноклинным пироксеном призматической формы, свежим, без следов вторичных изменений. Реже встречается ромбический пироксен (энстатит).

Полевые шпаты встречаются в виде таблитчатых зерен, часто сдвойникованные. Показатель преломления их больше канадского бальзама; судя по углу симметричного угасания, это — лабрадор.

Амфиболы встречаются значительно реже пироксенов и полевых шпатов. Представлены они в основном слабоокатанными призмами базальтической роговой обманки. Очень редко отмечаются зерна, похожие на тремолит.

Тальк имеет форму пластинчатых и чешуйчатых зерен, развивающихся, судя на форме, за счет пироксенов и серпентинитов. Некоторые зерна замещены тальком лишь частично. В талькитах заметна параллельная ориентация чешуек талька.

Зерна базальтов и вулканического стекла обычно свежие. Базальты представлены стекловатыми разностями. Вулканическое стекло основное, базальтическое, бурого цвета.

Хлорит встречается часто. Отмечен в виде зерен округлой формы, светло-зеленоватого цвета, обладающих аномальной интерференционной окраской.

Биотит встречается в форме листочков, обладающих хорошей спайностью. Обычно биотит разложен, гидратирован. Наблюдаются различные стадии перехода от биотита к глаукониту, хотя типичного глауконита с лапчатым строением зерен и агрегатной поляризацией не наблюдалось. Обычно в зернах глауконита сохраняются реликты биотита (спайность, участки с желто-бурой окраской биотита на общем фоне травяно-зеленого цвета).

Зерна (кристаллы) арагонита-кальцита в некоторых образцах (обр. 179) весьма многочисленны. Зерна имеют призматическую форму в продольном разрезе, изометрическую или шестиугольную — в поперечном. Размер наибольших кристаллов $1,0 \times 0,1$ мм. Судя по форме и характеру замещения, арагонит и кальцит имеют диагенетическое происхождение. Встречаются остатки раковин фораминифер, сильно перекристаллизованные.

Цементом алевролитов служит мелкозернистая масса базального типа, состоящая, очевидно, из глинистых и карбонатных минералов.

Песчаники и гравелиты серпентинитовые и серпентиновые (впадина Романш, станция 3, обр. 173, 177, 186). Степень цементации этих пород незначительная. Они темно-серого или зеленовато-серого цвета, иногда (обр. 177) в них присутствует примесь щебня, включения раковин пластинчатожаберных моллюсков. Поверхность образцов неровная, покрытая налетами окислов железа и марганца, изъеденная мелкими ходами илоседов.

Под микроскопом песчаники обладают псаммитовой структурой, массивной или местами брекчиевидной текстурой. Обломочная фракция состоит из серпентинитов, серпентинитов, перидотитов, моноклинных пироксенов, амфиболов, базальтов, вулканического стекла, талька, глауконита, магнети-

та, арагонита-кальцита, алевролитов. Обломки серпентинитов, серпентинов и алевролитов, и зерна глауконита хорошо окатаны. По структуре выделяются серпентиниты петельчатые, решетчатые, параллельно-волокнистые, листоватые. Серпентины представлены хризотилом, антигоритом, баститом и, вероятно, лизардитом. По цвету выделяются бесцветные и светло-зеленые серпентиниты и серпентины. В них часто присутствуют сыпь и прожилки магнетита. Причем прожилки магнетита не выходят за пределы зерен и являются, таким образом, реликтовой структурой, указывающей на доседиментационный период их образования. Остальные минералы обломочной фракции аналогичны тем, которые были в песчаной фракции алевролитов. Исключение составляет глауконит, обладающий здесь характерной для него агрегатной поляризацией. Цемент буровато-зеленый, порового и пленочного типа. Состав, вероятно, глинисто-серпентинитовый.

Осадочные породы Срединно-Атлантического хребта, несмотря на их достаточно сильную литификацию, являются молодыми. По устному заключению Н. Б. Беляевой, фораминиферовые известняки и мел, поднятые в 6-м рейсе «Академика Курчатова», содержат современные фораминиферы. Фаннел (Funnell, 1970) в своей сводке по местонахождению дочетвертичной микрофауны в океанах дает перечень станций, где был определен возраст фауны. По Срединно-Атлантическому хребту имеется около 20 таких станций. Большинство из них (17 станций) содержат породы с микрофауной неогена — в основном плиоцена и значительно меньше миоцена. На двух станциях развиты палеогеновые породы и на одной — четвертичные. В работе Фаннеля нет указаний на характер самих осадочных пород. По-видимому, это мел, мелоподобные известняки и известняки. Томпсон и другие исследователи (Thompson et al., 1968) приводят определения возраста четырех образцов фораминиферовых известняков, консолидированных илов и известковых туфов. Возраст их не древнее позднего миоцена.

Сопоставление степени литификации осадочных пород Срединно-Атлантического хребта с одновозрастными породами континентов показывает, что они занимают промежуточное положение между аналогичными породами геосинклиналей и платформ или приближаются к палеозойским и мезозойским породам геосинклиналей. Окаменение осадочных пород Срединно-Атлантического хребта прошло стадии седиментогенеза и диагенеза и, по-видимому, вступило в стадию эпигенеза. В это же время все это происходило и происходит, очевидно, в поверхностном слое современных донных осадков, в условиях рифтогенали (Удинцев, 1968), где преобладающим типом тектонических движений являются восходящие движения. Сколько-нибудь значительного погружения на глубину и воздействия давления на осадок здесь ожидать не приходится. И действительно, облик осадочных пород свидетельствует о том, что они не подвергались давлению. Только на одной станции (441, Д-4, полигон IV) были подняты уплотненные фораминиферовые известняки с трещинками и микросмещениями. На остальных станциях осадочные породы содержат поры и пустоты разного размера и имеют комковатый вид. Следовательно, фактор давления как причина окаменения осадка и преобразования его в породу здесь незначителен.

Возможно, в некоторых тектонических структурах на дне океана имеются условия, где давление играет большую роль в окаменении современных осадков. В частности, можно предполагать, что такие условия существуют во впадине Романш. По данным В. М. Лаврова (1966), здесь происходило боковое сжатие, в результате чего на дне впадины образовался центральный вал, отделенный от склонов впадины некомпенсированными желобами. Вероятно, литификация осадочных пород впадины Романш происходила в основном за счет уплотнения осадка при давлении. В рифтовой зоне срединно-океанических хребтов возможен и такой механизм уплотнения осадков. Обломочный материал, состоящий из местных пород (серпентинитов, перидотитов, реже базальтов, габбро), подготовленный тектоническими под-

вижками и дроблением, со склонов гор переносится обвалами, оползнями и суспензионными потоками на дно впадин. Возникающие при этом ударные нагрузки способствуют уплотнению осадка. По мере заполнения впадин осадком возникают гравитационные нагрузки, которые еще более уплотняют осадок и превращают его в породу. Последующие восходящие тектонические движения могут вывести осадочную породу на поверхность дна океана.

Этот механизм уплотнения современных осадков может иметь место не только в срединно-океанических хребтах, но и в других структурах океанического дна. Однако для уплотнения молодых осадков рифтовой зоны он, очевидно, не имеет универсального значения. Нам представляется, что температура, химическое преобразование и цементация осадка в условиях рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта при литификации осадка имеют большее значение, чем тектонические факторы. Влиянием температуры обусловлены минеральные преобразования и цементация пород. Из наблюдений, описанных выше, следует сделать вывод о том, что фактор температуры имеет локальное значение. Повсеместного значения даже в пределах рифтовой зоны этот фактор не имеет. Мы отмечали выше, что локальные повышения температуры вокруг вулканических бомб и включений базальта приводят к значительным изменениям облика осадка. Влияние горячего лавового потока на осадок, очевидно, будет еще более заметным.

Диagenетическое преобразование осадка и цементация его выпадающими из растворов минералами вполне допустима и происходит в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. Таким путем, как мы показали выше, образуются арагонитовые нодулы, известковые туфы и брекчии с арагонитовым цементом. Однако эти процессы также не имеют повсеместного значения. Они локальны и приурочены к выходам на дне океана серпентинизированных перидотитов.

Цементация современных и молодых осадков может происходить и под влиянием гидротермальных растворов. Особенно это нужно учитывать в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Вполне возможно, что литификация осадочных пород Срединно-Атлантического хребта шла в какой-то мере и под воздействием гидротерм. Наличие жилок арагонита в брекчиях с арагонитовым цементом, жилок кварца и эпидота в мелкозернистых габбро может свидетельствовать о присутствии таких гидротерм. Но гидротермальная деятельность также имеет ограниченное значение при цементации осадков.

Из рассмотренных материалов можно сделать следующие выводы.

1. В области Срединно-Атлантического хребта, где современные осадки развиты весьма ограниченно, встречаются молодые (позднемиоценовые и постмиоценовые) осадочные породы, представленные брекчиями с биогенным, известковым, известково-железистым и арагонитовым цементом, фораминиферовыми известняками, мелоподобными известняками и мелом, серпентиновыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками и гравелитами.

2. Степень окаменения пород в некоторых образцах очень высокая и вполне сравнима с древними (палеозойскими и мезозойскими) геосинклинальными породами континентов.

3. Причины литификации пород достаточно разнообразны. Это температурный прогрев осадка за счет притока тепла из базальтовых лав, хемогенное осаждение карбонатов из поровых и придонных вод и гидротермальных растворов, а также давление за счет гравитационной нагрузки и тектонических движений.

4. Указанные факторы литификации пород имеют в области Срединно-Атлантического хребта ограниченное значение, поэтому осадочные породы встречаются лишь в отдельных участках и зонах, обладающих определенными условиями.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

В 6-м рейсе «Академика Курчатова» в северной Атлантике были выполнены гравиметрические работы в комплексе с геолого-геофизическими исследованиями рифтовой зоны Атлантического океана.

Гравиметрический отряд располагал следующей основной аппаратурой: морским трехмаятниковым прибором, сконструированным в ЦНИИГАиК, и приборами конструкции ИФЗ АН СССР — гравиметром ТГГ, двумя гравиметрами ГАЛ, трехкомпонентным струнным акселерометром.

Морской трехмаятниковый прибор с кварцево-металлическими маятниками и кварцевые часы конструкции ЦНИИГАиК для получения отметок времени на фотозаписи колебания маятников неоднократно применялись в различных океанографических экспедициях (Веселов, Сагитов, 1968; Гайнанов, 1968). Гравиметр ГАЛ имеет чувствительную систему, состоящую из двух горизонтальных кварцевых маятников, противоположно ориентированных и удерживаемых в горизонтальном положении упругими моментами крутильных нитей (Буланже, 1962; Попов, 1959). Для достижения сильного демпфирования чувствительная система помещена в вязкую жидкость. Гравиметр имеет двойной термостат, фотооптическую регистрацию. При наблюдениях на море гравиметр должен устанавливаться на гиросtabilизированную платформу.

Гравиметр ТГГ, разработанный и изготовленный Тульской гравиметрической лабораторией ИФЗ АН СССР, был основным рабочим прибором.

Кварцевая чувствительная система гравиметра ТГГ подобна кварцевой системе гравиметра ГАЛ. Гравиметр имеет одноступенчатый термостат.

Главной особенностью прибора, отличающей его от других моделей морских гравиметров, является то, что система стабилизации положения гравиметра относительно вертикали является неотъемлемой частью его конструкции. Четыре гиromотора, попарно соединенные антипараллелограммами и помещенные в нижнюю часть корпуса гравиметра, превращают его в маятник с очень большим периодом (порядка 100 сек), который с точностью, достаточной для проведения гравиметрических измерений, сохраняет свое вертикальное положение.

Простота устройства, надежность, портативность, а также тот факт, что прибор не нуждается в установке на стационарную гиropлатформу, — весьма положительные качества прибора.

Регистрация производится фотографическим путем на кинолентку шириной 35 мм. Кассета гравиметра вмещает кинолентки на 1 ч непрерывной работы.

Струнный акселерометр выполнен по схеме А. М. Лозинской (Лозинская, 1959). Чувствительным элементом его является вертикальная струна, натянутая грузом. Частота поперечных колебаний струны меняется в зависимости от суммарного ускорения, действующего вдоль струны. Чувствительная система герметизирована и помещена в двухступенчатый тер-

мостат с коэффициентом термостатирования ~ 500 . Струнные горизонтальные акселерометры по принципу действия аналогичны вертикальным. Вместе с вертикальным они образуют ортогональную систему, позволяющую измерить полный вектор ускорений, действующих на прибор (Губаренко и др., 1967).

Система из трех датчиков помещается в карданов подвес. Для измерения углов наклона кардана в него устанавливается центральная гировертикаль.

Для измерения частоты вертикального струнного датчика применялся стандартный электронно-счетный частотомер ЧДЗ-4, показания которого регистрировались цифропечатающей машиной ЦПМ-1.

Для вычисления поправок Броуна, пропорциональных квадрату действующих на гравиметрическую аппаратуру ускорений, в рейсе использовалась малогабаритная вычислительная машина МН-10 М.

Методика гравиметрических измерений. С помощью маятникового прибора была получена опорная сеть пунктов, которая в портах Рейкьявик и Бостон при любезном содействии иностранных ученых профессора Т. Эйнерссона и К. Боуина была привязана к мировой сети опорных пунктов. Маятниковые измерения проводили по двум программам, позволявшим определять периоды всех трех маятников. В каждом порту выполнено от 3 до 6 серий наблюдений по обоим программам. Обработка маятниковых измерений силы тяжести проведена обычным способом. Поправки за наклон прибора и за влияние возмущающих ускорений в вычисленное значение ускорения силы тяжести не вводили, так как суммарная их величина не превышала одного миллигала.

Основным рабочим прибором был гравиметр ТГГ, измерения которого привязывали к опорным маятниковым пунктам. В качестве интерполяционного прибора для получения более детальной съемки был использован один гравиметр ГАЛ (второй гравиметр ГАЛ вышел из строя в самом начале работ). Гравиметрические работы на полигонах, расположенных в рифтовой зоне Атлантического океана, проводили во время промеров глубины моря одновременно с магнитными измерениями. Иногда удавалось проводить гравиметрические измерения совместно с сейсмическими работами.

Главной помехой при измерениях силы тяжести на движущейся подставке, при условии хорошей стабилизации опоры, является эффект Этвеша. Нестабильность абсолютной скорости судна и вариация его курса создают медленно изменяющуюся со временем помеху, не отличающуюся по частотному признаку от изменения силы тяжести. Для контроля полученных результатов были проведены повторные гравиметрические измерения в точках пересечения отдельных галсов судна. Густота гравиметрической съемки была лимитирована интервалом времени непрерывной работы прибора без смены кассеты и определялась в зависимости от расчлененности рельефа дна океана. Оказалось, что при средней скорости судна 10—15 узлов для обеспечения непрерывной профильной съемки в рифтовой зоне достаточно проводить измерения с 10-минутным интервалом между средними моментами наблюдений (рис. 61).

Во время переходов судна гравиметрические измерения проводили через 25—30 миль, причем уровень возмущающих ускорений, как правило, не превышал 50 гал. Исключение составили участки материкового склона около Саутгемптона, Дакара и Бостона, где из-за сложного рельефа дна редкие измерения силы тяжести не могли отразить характера гравитационного поля. На этих участках проведена профильная съемка, аналогичная гравиметрическим работам на полигонах. Кроме того, путем комбинирования наблюдений с гравиметрами ТГГ и ГАЛ была получена непрерывная запись изменения силы тяжести на профиле протяженностью 700 миль, который проходил преимущественно вдоль рифтовой зоны, Срединно-Атлантического хребта (рис. 62).

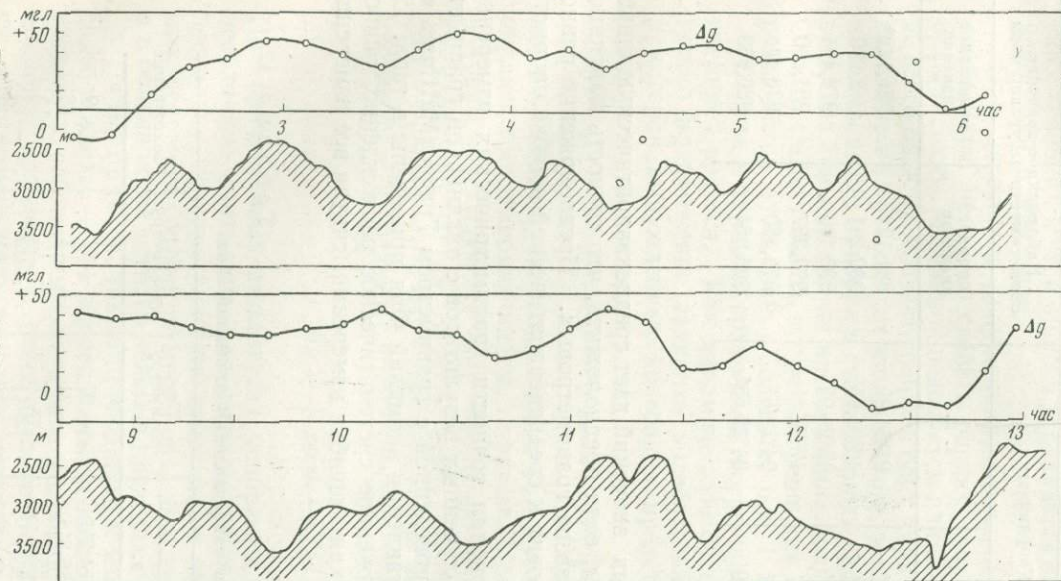


Рис. 61. Аномалии силы тяжести в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта

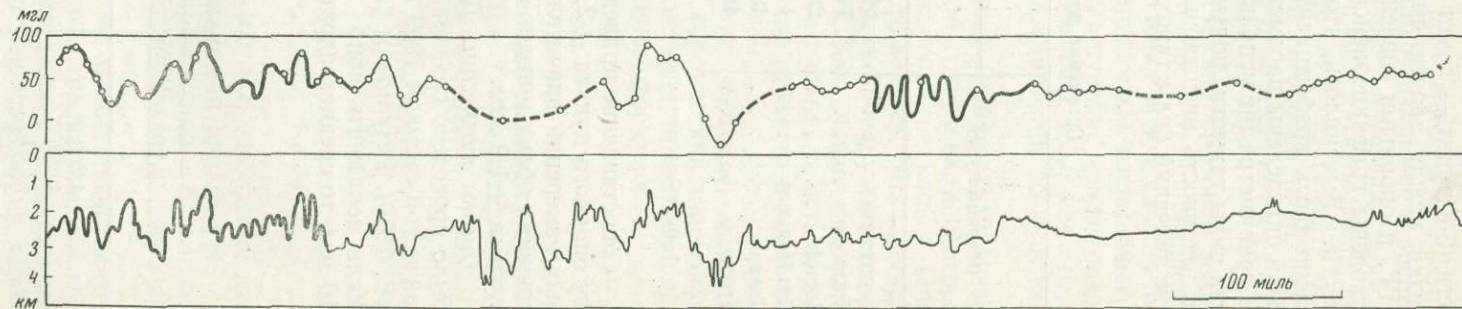


Рис. 62. Профиль аномалий силы тяжести вдоль рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта

Приведение результатов наблюдений к мировой сети опорных пунктов. По пяти опорным маятниковым пунктам, привязанным к мировой опорной сети (6-й пункт — Брест был оставлен для контроля), были вычислены невязки между значениями силы тяжести, полученными с гравиметром ТГГ, и опорными значениями. Для выяснения причин невязок были составлены графики зависимости невязок от времени и величины силы тяжести. Выяснилось, что основной причиной невязок является неточность масштабных коэффициентов гравиметра. Методом наименьших квадратов были определены параметры параболической зависимости невязок от отсчета гравиметра (не исправленного за смещение нуль-пункта). Во все измерения силы тяжести, полученные с гравиметром ТГГ, была введена поправка за неточность масштабных коэффициентов. В табл. 11 приведено сравнение значений силы тяжести на опорных пунктах.

Таблица 11

Сравнение значений силы тяжести на опорных пунктах

Опорный пункт	Координаты		Наблюдаемое значение силы тяжести на уровне моря	
	с. ш.	з. д.	опорное значение	измеренное значение
Саутгемптон	64°09,0'	21°51,9'	981,122	981,122*
Рейкьявик	71°02,4'	42°21,05'	982,291	982,289
Бостон	28°08,0'	15°24,95'	980,400	978,404
Лас Пальмас	14°41,0'	17°24,8'	979,387	981,890
Дакар	48°21,8'	04°29,6'	978,480	978,481
Брест	48°22,99'	04°28,65'	980,954	980,953

* Исходное значение.

Сопоставление приведенных значений дает среднеквадратическую ошибку опорного пункта $\pm 2,6$ мгл, если предположить, что точность маятниковых измерений значительно выше гравиметровых. Предположение равнозначности обоих методов приводит к среднеквадратической ошибке опорного пункта $\pm 1,9$ мгл.

Оценка точности. Для оценки точности гравиметрических измерений было проведено сравнение полученных результатов с английской гравиметрической съемкой 1969 г., проведенной с гравиметром Графа (Matthews et al., 1970). Результаты сопоставления аномалий Фая приведены в табл. 12. Если исключить явно выраженное систематическое расхождение, равное 10 мгл, то среднеквадратическая ошибка измерения, считая все измерения

Таблица 12

Результаты сопоставления аномалий Фая

Координаты		По гравиметру Графа	По гравиметру ТГГ	Расхождение
с. ш.	з. д.			
43°03,3'	19°24,7'	+27	+27	0
42°56,7'	19°35,3'	-21	-3	-18
42°54,7'	19°35,2'	-2	+12	-14
42°52,8'	19°35,1'	+11	+23	-12
42°47,8'	19°34,9'	+52	+61	-9
42°49,9'	19°52,4'	+72	+75	-3
42°37,3'	20°34,9'	+25	+38	-13

равноточными, получится равной $\pm 6,4$ *мгл.* Английские исследователи дали своим измерениям оценку $\pm 6,7$ *мгл.*

Из сравнения интерполированных значений, полученных в точках пере­сечения гравиметрических профилей по 14 точкам на полигоне в рифтовой зоне, определена среднеквадратическая ошибка одного измерения $\pm 6,5$ *мгл.* Необходимо учесть, что в эту оценку вошла и ошибка интерполяции, кото­рая в рифтовой зоне, где горизонтальный градиент силы тяжести может достигать 20 *мгл/милю*, может быть значительной, несмотря на то, что для интерполяции были выбраны точки, отстоящие друг от друга не более чем на 5 миль.

Определить точность измерения силы тяжести вне рифтовой зоны, а также отделить ошибку, присущую данному прибору от навигационных ошибок и ошибок интерполяции, очень трудно. Оценку можно сделать лишь косвенным путем. Так, ошибку, вызванную неточностью масштабных ко­эффициентов и неравномерностью смещения нуля-пункта, можно оценить по опорным пунктам. Она, по-видимому, не превышает $\pm 2,5$ *мгл.* В мор­ских условиях к этой ошибке добавляется ошибка за влияние возмущающих ускорений и наклонов.

При некоторых допущениях, идеализирующих систему стабилизации гравиметра, нетрудно сделать оценку априорной погрешности измерения силы тяжести, вызванной недоучетом влияния ускорений и наклонов. Преж­де всего ошибку создает трение в осях карданового подвеса. Эта ошибка по величине не превосходит «зоны застоя», которая легко обнаруживается при нивелировании прибора в стационарных условиях. Как показала практика, величина зоны застоя не превосходила полделения уровня, то есть 1' дуги. Отсюда следует вывод, что эта погрешность не могла привести к искажению результатов измерений, больших, чем 1 *мгл.*

Вторая причина возможной погрешности — это наклоны, вызванные инерцией подвеса. Как динамическую систему сферический гиromаятник можно приближенно заменить колебательной системой второго порядка, у которой вынужденные колебания представляются формулой

$$\alpha \approx - (T/T_r)^2 \frac{\ddot{x}}{g},$$

где T — период ускорения опоры; T_r — «собственный» период гравиметра, являющегося гиromаятником, причем $T_r > T$. При $T = 5$ *сек*, $T_r = 100$ *сек* получим $\alpha = -0,009'$ (\ddot{x} гал). Таким образом, при горизонтальных ускоре­ниях от 0 до 100 гал ошибка стабилизации опоры не превосходит 1'. Однако ускорения и наклоны, вызванные этими ускорениями, находятся в противофазе и создают систематическую погрешность порядка

$$\delta g = + \ddot{x} \alpha \approx - (T/T_r)^2 \frac{\ddot{x}^2}{g}.$$

При значительных амплитудах ускорения (50—100 *гал*) эту погрешность необходимо учитывать, для чего требуется специальная аппаратура. Но, поскольку гравиметрические измерения в рейсе происходили в благоприят­ных условиях состояния моря, она, как правило, не превосходила 2 *мгл*, а в большинстве случаев лежит в пределах от 0 до 1 *мгл.*

Третья причина, также приводящая к изменению заниженного значения силы тяжести, — это погрешность за наклоны из-за «раскачивания» ги­ро­подвеса с собственным периодом колебаний. Для оценки величины этих наклонов гравиметр в рейсе был установлен на ги­ро­платформу «Диск», что дало возможность измерить относительные наклоны ги­ро­платформы и гравиметра ТГГ. Оказалось, что в условиях шестибалльного шторма соб­ственные колебания с периодом 108 *сек* преобладают и составляют среднюю квадратическую величину $\pm 5'$, 5, которая дает поправку 1 *мгл.* Однако в

подобных штормовых условиях гравиметрические измерения не производились. Поэтому надо полагать, что ошибка, присущая самому прибору, мало отличается от ошибки определения опорных пунктов. Гравиметр ГАЛ устанавливали непосредственно на гиropлатформу «Диск». Как было обнаружено, гиropлатформа не сохраняет неизменного положения при изменении курса корабля. Ошибка за наклон при неизменном курсе оставалась постоянной, но величина ее доходила до 30 мгл. В связи с этим гравиметр ГАЛ мог быть использован только после приведения результатов измерения к системе гравиметра ТГГ.

Аномальное гравитационное поле. Прежде чем изложить некоторые соображения о природе наблюдаемых гравитационных аномалий, необходимо остановиться на вопросе о редукициях силы тяжести. Вопрос о редукициях силы тяжести при наблюдениях на поверхности океана приобрел особую остроту в связи с внедрением в практику океанографических экспедиций наборных гравиметров с непрерывной регистрацией изменения силы тяжести и повышением точности измерений. Если для решения геодезических задач (определения сжатия эллипсоида относимости, превышений геоида над эллипсоидом, уклонений отвеса) применяют редукицию в свободном воздухе (аномалии Фая) и изостатические редукиции (изостатические аномалии), то при решении геологических задач применяют как редукицию в свободном воздухе, так и Буге и изостатические. На основании совместного анализа результатов дискретных морских маятниковых измерений силы тяжести и глубин пунктов наблюдений некоторые исследователи рекомендуют для геологической интерпретации результатов региональных гравиметрических съемок на морях и океанах использовать аномалии силы тяжести в редукиции Фая, так как считают, что аномалии Фая в океанах в первом приближении не зависят от глубин дна и отражают распределение аномальных масс в земной коре (Грушинский, Сажина, 1969; Литинский, 1968). Естественно, аномалии Фая, как и аномалии силы тяжести в любой другой редукиции, также содержат информацию о глубинном геологическом строении исследуемых акваторий. Однако, как показали результаты совместного анализа данных непрерывных измерений силы тяжести наборными гравиметрами и непрерывного эхолотного промера, не только локальные аномалии Фая коррелируют с локальными формами рельефа, но и региональные аномалии Фая протяженностью свыше 60 км коррелируют с региональными особенностями рельефа дна (Агапова и др., 1969). Осреднение аномалий Фая по 5-градусным квадратам, проведенное для акватории Атлантического океана (Taiwan, Le Pichon, 1969), показало наличие над Срединно-Атлантическим хребтом, а также Китовым хребтом и некоторыми другими подводными возвышенностями крупных положительных аномалий Фая с амплитудой +20 мгл и протяженностью до 1500 км, а над примыкающими к ним глубоководными океаническими котловинами отрицательных аномалий Фая с амплитудой свыше — 30 мгл и протяженностью свыше 1500 км (рис. 63). При любом способе геологической интерпретации аномалий силы тяжести необходимо учесть влияние наиболее резкой плотностной границы раздела, какой является рельеф дна. Это и делается при вычислении поправки Буге на море. Однако вычисление поправки Буге по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя приводит к большим погрешностям, особенно в районах с резкими изменениями рельефа дна.

При детальной гравиметрической съемке в районе подводного хребта Палмер английские исследователи вычисляли топографическую поправку с учетом рельефа дна в радиусе до 167 км. Разница между поправкой за притяжение промежуточного водного слоя, вычисленной по формуле притяжения бесконечного плоскопараллельного слоя и с учетом рельефа дна, в отдельных пунктах превышает 70 мгл (Matthews et al., 1970). Однако часто при региональных океанографических исследованиях мы не имеем достаточно точных детальных батиметрических карт для вычисления топографи-

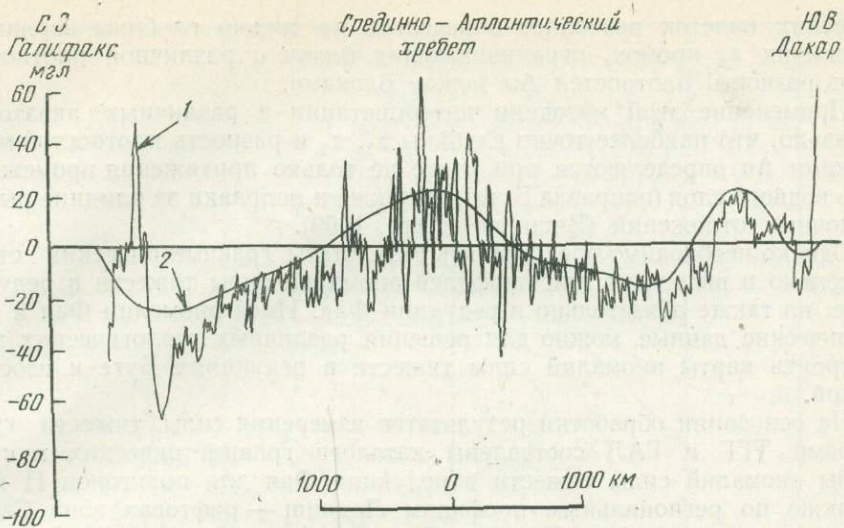


Рис. 63. Наблюдаемые и осредненные (по 5-градусным квадратам) аномалии Фая по профилю Дакар—Срединно-Атлантический хребет — Галифакс (1969 г.)

1 — наблюдаемые аномалии; 2 — осредненные по квадратам аномалии

ческой поправки в трехмерном варианте. Имея одновременно с непрерывным профилем изменения силы тяжести эхолотный профиль дна, целесообразно вычислять поправку за притяжение промежуточного слоя в двухмерном варианте рельефа дна. Научным сотрудником кафедры геофизики Геологического факультета МГУ В. Р. Мелиховым в 6-м рейсе «Академика Курчатова» была составлена программа для ЭВМ «Минск-22» для вычисления топографической поправки в двухмерном варианте (Мелихов и др., 1971). Топографическую поправку необходимо вычислять с различной плотностью промежуточного слоя (например, $\sigma=2,0; 2,3; 2,67; 2,8 \text{ г/см}^3$), что позволит в благоприятных случаях качественно оценить среднюю плотность пород, слагающих подводные хребты и возвышенности, наличие или отсутствие корней под соответствующими неровностями рельефа дна. Эти сведения представляют значительный интерес для классификации подводных гор, хребтов, возвышенностей и островов, для расшифровки истории происхождения этих форм рельефа.

Многие зарубежные исследователи при интерпретации результатов региональных морских гравиметрических съемок совместно с опорными сейсмическими данными о составе и мощности земной коры используют аномалии силы тяжести в редукции Фая. В этом случае при интерпретации гравитационных данных методом подбора вычисляется влияние водного слоя с учетом топографии дна, то есть фактически вводится поправка Буге с учетом топографии (Worzel, 1965). Однако в последние годы и зарубежные исследователи при геологической интерпретации морских гравиметрических съемок начинают отдавать предпочтение аномалии силы тяжести в редукции Буге с учетом топографии дна (Matthews et al., 1970; Van Andel, Bowin, 1968).

Имеющиеся к настоящему времени геолого-геофизические данные доказывают слоисто-блоковое строение земной коры и верхней мантии. При анализе гравитационных аномалий в предположении слоисто-блокового строения литосферы большой интерес представляют методы интерпретации аномалий Δg над вертикальным уступом, прямоугольным параллелепипедом. На кафедре геофизики Геологического факультета МГУ разработана система палеточных кривых Δg над прямоугольными параллелепипедами на билогарифмической основе (Вашилов, 1964). Интерпретация гравитационных аномалий в редукции Буге с использованием билогариф-

мических палеток позволяет определять не только глубины верхних z_1 и нижних z_2 кромок, ограничивающих блоки с различной плотностью, но и разность плотностей $\Delta\sigma$ между блоками.

Применение этой методики интерпретации в различных акваториях показало, что наиболее точно глубины z_1 , z_2 и разность плотностей между блоками $\Delta\sigma$ определяются при учете не только притяжения промежуточного водного слоя (поправка Буге), но также и поправки за влияние рыхлых осадочных отложений (Вашилов и др., 1969).

Однако необходимо представлять результаты гравиметрических съемок не только в виде карт или профилей аномалий силы тяжести в редукции Буге, но также обязательно в редукции Фая. Имея аномалии Фая и батиметрические данные, можно для решения различных геологических задач построить карты аномалий силы тяжести в редукциях Буге и изостатической.

На основании обработки результатов измерения силы тяжести гравиметрами ТГГ и ГАЛ составлены каталоги гравиметрических пунктов, схемы аномалий силы тяжести в редукции Фая для полигонов II и IV, а также по региональным профилям Ламанш — рифтовая зона Северо-Атлантического хребта, Дакар — Срединно-Атлантический хребет — Бостон.

Характерной особенностью аномалий Фая на профиле Ламанш — рифтовая зона Северо-Атлантического срединного хребта является резкое уменьшение аномалий Фая от $+50$ мгл до -40 мгл над верхней частью материкового склона в районе Бискайского залива с горизонтальным градиентом до 27 этвеш. Наиболее вероятной причиной такого распределения аномалий Фая является, по-видимому, резкое уменьшение мощности земной коры от $25-30$ км в области шельфа до $10-15$ км в области Западно-Европейской котловины Атлантического океана. Кроме общего изменения мощности земной коры на характер аномалий Фая в этой зоне влияет также выклинивание «гранитного» слоя, а также простирающийся, по-видимому, вдоль верхней части материкового склона глубинный разлом. Над глубоководной котловиной, расположенной к северу от подводного хребта Палмер, аномалия Фая достигает -90 мгл, а над хребтом Палмер до $+70$ мгл.

Сопоставление наших данных с результатами площадной гравиметрической съемки в районе хребта Палмер, проведенной английскими исследователями, показала хорошую сходимость. По мере приближения к гребневой части Срединно-Атлантического хребта наблюдается некоторое возрастание значения аномалии Фая. На профиле Дакар — рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта характер изменения аномалий Фая при переходе от африканского шельфа к материковому подножию отличается от характера изменения аномалий Фая над европейской переходной зоной. Аномалия Фая над африканской переходной зоной изменяется от $+100$ мгл на шельфе до 0 и слабо отрицательных значений на материковом подножии. При этом весьма характерны малые горизонтальные градиенты силы тяжести и отсутствие магнитных аномалий. Все это может указывать на иной характер перехода Африканской материковой коры в океаническую в этой области, а также на несколько повышенную плотность вещества верхней мантии по сравнению с европейской переходной зоной.

Над Канарской котловиной аномалии Фая меняются от слабоположительных до слабоотрицательных значений. Намечается некоторое преобладание повышенных значений аномалий Фая над восточной частью Канарской котловины по сравнению с ее западной частью. С приближением к гребневой области Срединно-Атлантического хребта аномалии Фая возрастают от слабоотрицательных значений до слабоположительных с резким уменьшением аномалий Фая (-50 мгл и более) в рифтовой зоне. Близкие к нулю значения осредненных аномалий Фая над Срединно-Атлантическим хребтом

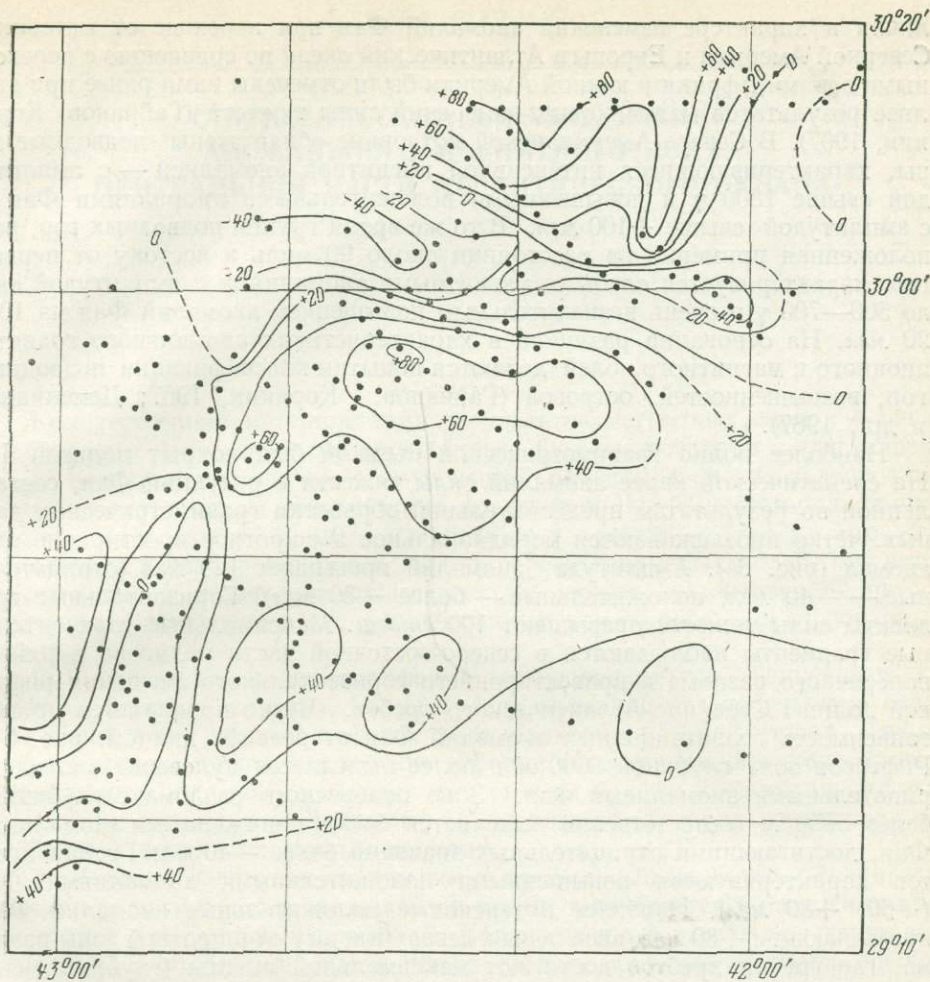


Рис. 64. Схема аномалий Фая на полигоне IV

указывают на приблизительно изостатически компенсированную в целом для всего срединного хребта глубинную структуру. Так как сейсмические данные указывают на некоторое уменьшение мощности земной коры под Срединно-Атлантическим хребтом, то изостатическая компенсация хребта осуществляется не за счет корня, а за счет пород верхней мантии с пониженной, по сравнению с нормальной плотностью. Одним из возможных механизмов образования срединно-океанических хребтов при сохранении общего изостатического состояния структуры хребта в целом является прорыв плотной литосферы в области хребтов менее плотным астеносферным слоем (Ушаков и др., 1969). Однако отдельные гребни Срединно-Атлантического хребта и в особенности рифтовая зона далеки от состояния изостатического равновесия.

Характер изменения аномалий Фая в переходной зоне от Северо-Американского континента в районе банки Джорджес к Северо-Американской котловине почти аналогичен характеру изменения аномалий Фая в Европейской переходной зоне. Аномалии Фая от +40 мгл в районе шельфа резко изменяются до -40 и -50 мгл над верхней частью континентального склона. Весьма характерно наличие интенсивной магнитной аномалии над этим участком континентального склона, что подтверждает существование глубинного разлома в зоне перехода материковой коры в океаническую. От-

личия в характере изменения аномалий Фая при переходе от материков Северной Америки и Европы в Атлантический океан по сравнению с переходными зонами Африки и южной Америки были отмечены нами ранее при анализе результатов маятниковых измерений силы тяжести (Гайнанов, Корякин, 1967). В Северо-Американской котловине обнаружены подводные горы, характеризующиеся интенсивной магнитной аномалией — с амплитудой свыше 1800 γ и повышенными положительными аномалиями Фая — с амплитудой свыше +100 $мгл$. В то же время группа подводных гор, расположенная примерно на расстоянии около 90 миль к востоку от первых гор, характеризуется слабыми магнитными аномалиями с амплитудой около 500—700 γ и очень незначительным повышением аномалий Фая на 10—20 $мгл$. На основании различий в характеристиках аномального гравитационного и магнитного полей делаются попытки классификации подводных гор, возвышенностей, островов (Гайнанов, Корякин, 1967; Деменицкая и др., 1967).

Наиболее полно гравиметрической съемкой был покрыт полигон IV. На схематической карте аномалий силы тяжести в редукции Фая, составленной по результатам предварительной обработки гравиметрических данных, четко прослеживаются меридиональное и широтное простиранье изоманомал (рис. 64). Амплитуда аномалий превышает 120 $мгл$ (отрицательные — —40 $мгл$, положительные — более +80 $мгл$). Горизонтальные градиенты силы тяжести превышают 100 $эгвеш$. Максимальные горизонтальные градиенты наблюдаются в северо-восточной части полигона в районе поперечного разлома и правостороннего горизонтального смещения рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Четко проявляется прямая зависимость гравитационных аномалий Фая от рельефа дна (см. рис. 61). Рифтовая зона глубиной 3000 м и более выделяется нулевыми и слабоотрицательными аномалиями Фая. Зона поперечного разлома с глубинами более 5000 м соответственно выделяется более пониженными аномалиями Фая, достигающими отрицательных значений более —40 $мгл$. Гребни хребтов характеризуются повышенными положительными аномалиями Фая (+60, +80 $мгл$). Наиболее интенсивные положительные аномалии Фая, превышающие +80 $мгл$, выявлены к северу и к югу от широтной зоны разлома, где гребни хребтов достигают максимальной высоты (глубины менее 2000 м).

При переходе от полигона IV к полигону II вдоль Срединно-Атлантического хребта по характеру наблюдаемых аномалий Фая выделяются два участка (см. рис. 2). На южном участке профиля с резко расчлененным рельефом дна выявлены большие изменения аномалий Фая с амплитудой, достигающей 120 $мгл$, и горизонтальными градиентами, превышающими 20 $эгвеш$. Такой характер изменения аномалий Фая типичен для рифтовых зон Срединно-океанических хребтов. Изменения аномалий хорошо коррелируют с изменением рельефа дна. Некоторые из резких изменений аномалий Фая с большими горизонтальными градиентами, возможно, приурочены к поперечным разломам. Северный участок профиля с относительно более сглаженными формами рельефа выделяется плавными и небольшими изменениями аномалий Фая, характерными для склонов срединных хребтов. Амплитуды изменений аномалий не превышают 20 $мгл$. Количественная интерпретация аномалий силы тяжести в редукции Буге с учетом топографии дна проведена совместно с анализом результатов сейсмических, магнитных, теплотметрических и геолого-геоморфологических исследований, выполненных в 6-м рейсе «Академика Курчатова».

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Количественная интерпретация результатов магнитных съемок в океане связана с определенными трудностями. Они заключаются в следующем.

1. Как правило, магнитовозмущающие объекты в океане залегают на больших глубинах. В океанических котловинах глубины источников аномалий составляют 4—7 км, а на срединных хребтах — 1—4 км. Это обуславливает интерференционный характер регистрируемых полей, что весьма затрудняет применение «классических» методов количественной интерпретации магниторазведки, разработанных для хорошо локализованных аномалий.

2. Отсутствуют сведения о форме возмущающих тел. Такие сведения имеются в редких случаях, например для аномалий над подводными горами. Чаще всего данные о форме тела практически отсутствуют. Весьма затруднительно делать заключение о форме объектов по характеру кривой аномального поля $(\Delta T)_a$, потому что 1) сами кривые представляют собой суммарные аномалии и 2) кривые $(\Delta T)_a$ имеют сложную конфигурацию, особенно в низких магнитных широтах.

3. Морские магнитные съемки носят профильный характер. Значительный объем магнитных исследований в океане выполняется в настоящее время в виде региональных профилей. Количественные расчеты по таким материалам, выполняемые обычными способами, могут носить лишь оценочный характер.

Существование указанных трудностей делает актуальной разработку методологии количественной интерпретации результатов морских магнитных съемок. Очевидно, она должна включать различные методы. В настоящее время наибольшее распространение, особенно среди зарубежных магнитологов, получил метод подбора, причем чаще всего используется модель Вайна — Мэтьюза (Vine, Matthews, 1963). Советские исследователи применяют как метод подбора (Карасик, 1968), так и различные модификации способа характерных точек (Гайнанов, 1966; Городницкий, Иванов, 1969; Иванов, 1966; и др.). Хорошие результаты дает также аналитическое продолжение поля в нижнее полупространство (Страхов и др., 1970).

В настоящей работе анализ магнитных аномалий выполнен на основе расчетов статистических характеристик. Эти расчеты следует рассматривать как один из возможных подходов к анализу магнитного поля в океане, не исключающий и других путей обработки материала.

В настоящее время имеется значительное количество работ, посвященных изучению морфологии аномального магнитного поля с помощью статистического анализа (Карасик, 1968; Луговенко, 1969; Розе, 1968; Розе, Эффендиева, 1968; Serson, Hannaford, 1957). Для статистического анализа магнитных аномалий наиболее подходящими являются длинные профили, пересекающие основные морфологические провинции океанического дна — котловину, срединный хребет и рифтовую зону — и ориентированные вкрест простирающихся основных структур. Этим требованиям вполне отвечают профи-

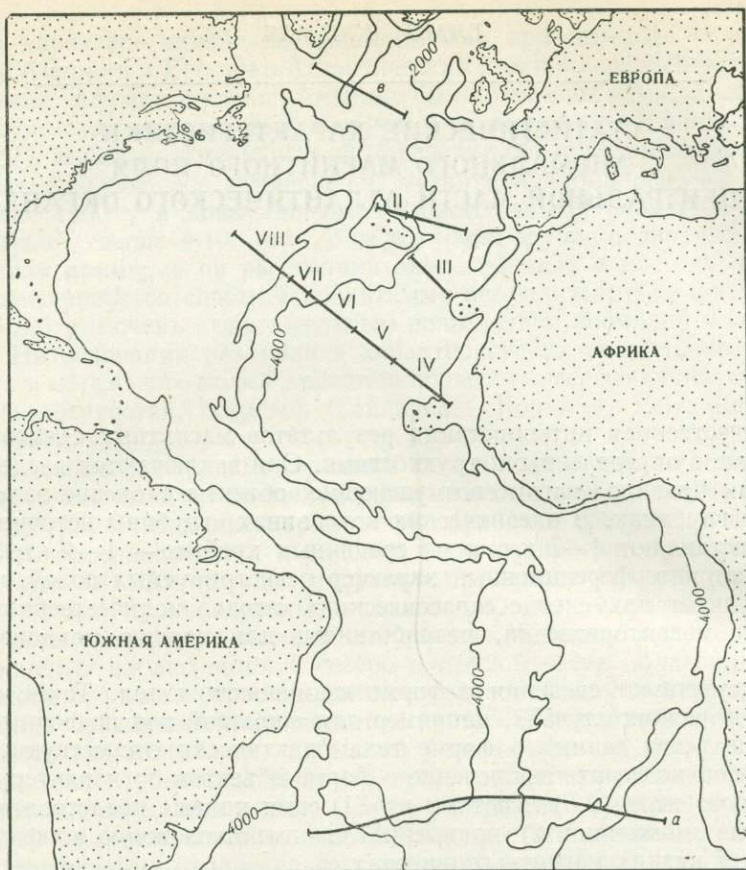


Рис. 65. Схема расположения профилей (I—VIII, а, б)

ли магнитной съемки, выполненной в 6-м рейсе «Академика Курчатова» в центральной части Атлантического океана (рис. 65, 66). Помимо этих профилей использовались также результаты магнитной съемки вдоль региональных профилей (рис. 67) в южной части Атлантического океана (Dickson et al., 1968) и в северо-западной части Индийского океана (Bathymetric, magnetic..., 1963).

Магнитная съемка в этом рейсе выполнялась буксируемым протонным магнитометром. Частота измерений поля составляет 20—30 сек, что позволило получить практически непрерывную кривую $(\Delta T)_a$. Нормальное поле определялось графическим сглаживанием по профилям длиной около 2000 км. Учет суточных вариаций не производился ввиду отсутствия вариационных станций.

Рассмотрение полученного материала позволяет охарактеризовать аномальное магнитное поле центральной части Атлантического океана следующим образом. Области с наименьшей степенью аномальности располагаются по краям океана, захватывая континентальный склон и часть котловины (см. рис. 66). По мере приближения к срединному хребту область с нулевыми аномалиями сменяется зоной аномалий средней интенсивности — с амплитудами 200—500 γ . Граница между зонами с различным характером поля никак не отражается в морфологии дна. На фоне относительно спокойного поля резко выделяются чрезвычайно интенсивные аномалии над подводными горами амплитудой до 1000 γ . Существенно аномальное поле отмечается в осевой части срединного хребта — в рифтовой зоне, где ин-

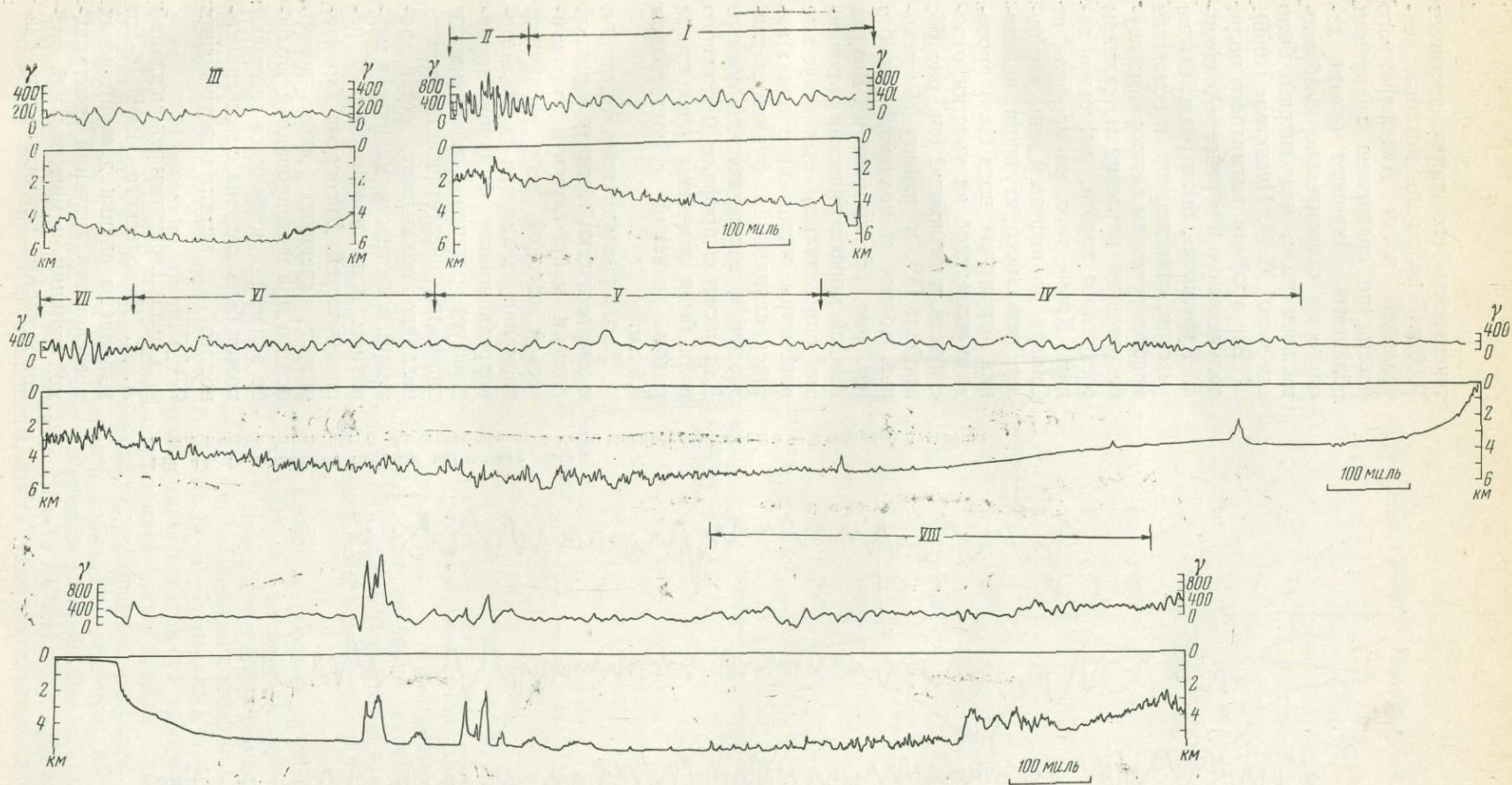


Рис. 66. Магнитное поле и рельеф дна Центральной части Атлантического океана
 Римскими цифрами отмечены отрезки профилей, по которым проводились расчеты. Положение профилей см. на рис. 65.

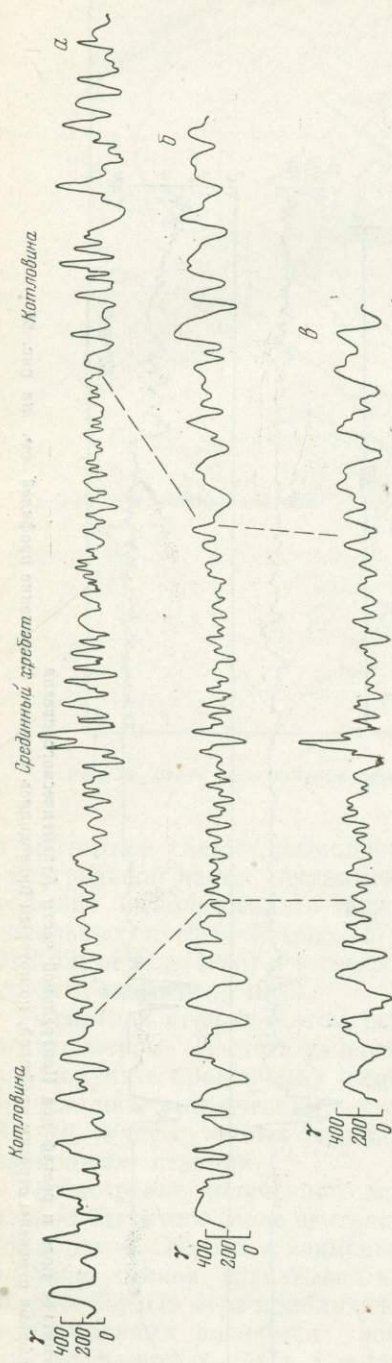


Рис. 67. Региональные профили магнитного поля
a — в Южной Атлантике; *b* — в северо-западной части Индийского океана; *γ* — в северной Атлантике

тенсивность его также достигает 1000 γ. В целом для котловин центральной части Атлантического океана по сравнению с другими областями Мирового океана характерно относительно слабоаномальное поле, что впервые было отмечено М. М. Ивановым (1966).

Все профили магнитного поля, полученные в 6-м рейсе «Академика Курчатова», были разделены на участки, относящиеся к основным морфологическим категориям: глубоководным котловинам, склонам срединного хребта, рифтовым зонам. Кроме того, на профиле от Дакара до рифтовой зоны для более детального изучения изменения структуры поля было проведено разделение на участки, относящиеся к котловине (см. рис. 66, профиль IV), к району абиссальных холмов и подножию хребта (см. рис. 66, профиль V). Внутри каждой морфологической провинции определялись статистические параметры аномального поля: автокорреляционная функция, дисперсия и энергетический спектр. Для расчетов профили магнитного поля были заменены дискретным рядом значений с интервалом 0,5 км.

Автокорреляционная функция и энергетический спектр в равной степени могут служить статистической оценкой веса различных аномалий магнитного поля. Автокорреляционная функция характеризует степень изменчивости аномалий, энергетический спектр наглядно показывает состав аномалий, в частности наличие в магнитном поле преобладающих периодичностей. Дисперсия характеризует среднюю аномальность поля и при фиксированной глубине залегания источников аномалий может быть связана с намагниченностью магнитовозмущающих объектов.

С использованием рекомендаций А. Д. Ямпольского (1965) были выполнены оценки доверительных пределов для значений спектральной функции и минимальной разности частот, которые можно раз-

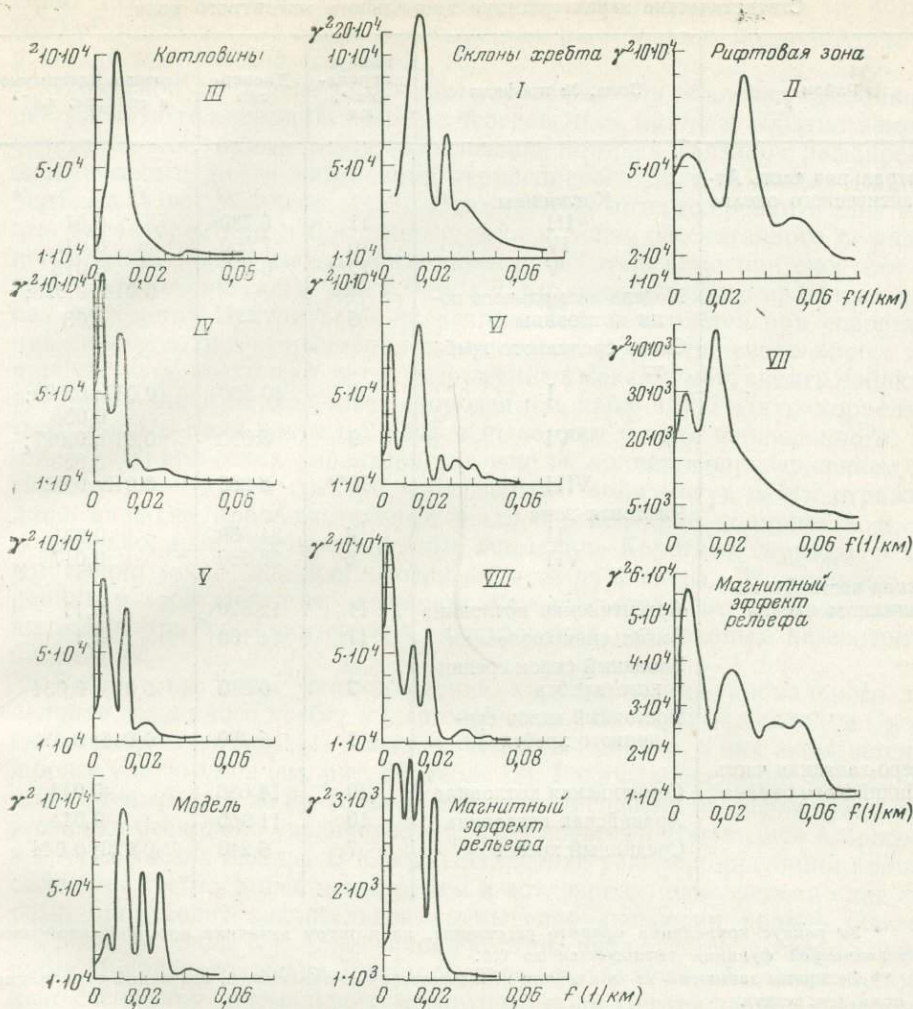


Рис. 68. Функции спектральной плотности
 Положение профилей (I—VIII) см. на рис. 65

делить при расчете спектра. Для всех профилей, исключая профили в рифтовой зоне, получены следующие параметры: с вероятностью 95% доверительный интервал равен 0,59—2,1 (для значений спектральной функции, равной 1,0) и разность частот $0,012 \text{ км}^{-1}$. В рифтовой зоне из-за небольшой длины профилей они равны соответственно 0,49—3,1 и $0,025 \text{ км}^{-1}$.

Переходя к изложению результатов расчетов, обратим прежде всего внимание на то, что в энергетических спектрах аномального поля ряда профилей (рис. 68, профили IV—VI, VIII) присутствует четкий максимум, соответствующий частотам $0,002—0,005 \text{ км}^{-1}$. Появление этого максимума объясняется следующим образом. В работе В. Н. Луговенко и А. Н. Пушкова (1969) показано, что положение максимума спектра суточных вариаций при морской съемке вдоль длинных профилей определяется скоростью объекта, с которого производится съемка. С увеличением скорости движущегося объекта энергетический спектр вариаций сдвигается по оси абсцисс влево. Съемка на «Академике Курчатове» производилась как на полном (30 км/час), так и на среднем (10—15 км/час) ходу судна. Перечисленные выше профили выполнены, когда судно двигалось со скоростью

Статистические характеристики аномального магнитного поля

Район	Зона, № профиля	Радиус корреляции*, км	Дисперсия	Частоты максимумов в спектре, км ⁻¹
Центральная часть Атлантического океана	Котловины			
	III	11	6 790	0,01
	IV	16	7 560	0,01
	V	17**	6 370	0,013
	Модель аномального поля котловины	6	—	0,014; 0,028; 0,03
	Склон срединного хребта			
	I	8	10 560	0,017; 0,029; 0,035
	VI	9	6 090	0,016; 0,027; 0,033
	VIII	10**	8 280	0,013; 0,02
	Рифтовая зона			
II	4	34 880	0,031	
VII	5	28 660	0,017	
Южная часть Атлантического океана	Аргентинская котловина	11	12 820	0,11
	Ангольская котловина	11	14 100	0,1
	Западный склон срединного хребта	7	6 810	0,015; 0,034
	Восточный склон срединного хребта	7	5 290	0,016; 0,038
	Сомалийская котловина	10	14 680	0,013
Северо-западная часть Индийского океана	Аравийская котловина	10	11 960	0,014
	Срединный хребет	7	6 240	0,020; 0,044

* За радиус корреляции принято расстояние, на котором величина нормированной автокорреляционной функции уменьшается до 0,3.

** Величины завышены из-за наличия низкочастотной составляющей, связанной с вариациями поля (см. текст).

10—12 км/час. В первом случае мы получаем данные об аномальном поле, частотный состав которых не зависит от вариаций, во втором — в спектре появляется максимум, который соответствует длинам волн, близким к длинам профилей. Поскольку эти максимумы не отражают частотного состава аномалий магнитного поля, в дальнейшем мы их не рассматриваем.

Рассмотрим энергетические спектры аномального поля глубоководных котловин. Если не учитывать экстремума в низкочастотной области, для них характерно наличие одного четко выраженного максимума на частотах 0,011—0,014 км⁻¹ (см. рис. 68, табл. 13). При приближении к хребту максимум в спектре смещается в область более высоких частот (профили IV и V), что отвечает, по-видимому, приближению источников аномалий к плоскости наблюдений. Аналогичная структура поля наблюдается в котловинах северо-западной части Индийского океана (Агапова и др., 1969) и в южной части Атлантического океана, где также преобладает одна периодичность аномалий (см. табл. 13). Радиус корреляции аномального поля котловин колеблется от 10 до 17 км, хотя верхний предел (согласно расчетам по профилю V), по всей вероятности, завышен в связи с наличием низкочастотной составляющей в аномальном поле. Величина дисперсии в котло-

винах центральной части Атлантического океана изменяется от 6970 до 7560 γ^2 , что примерно в 2 раза меньше, чем в котловинах Южной Атлантики и Индийского океана (см. табл. 13).

Известно, что многие зарубежные исследователи объясняют возникновение магнитных аномалий в океане чередованием прямо и обратно намагниченных блоков горных пород, образование которых связано с расширением океанического дна и инверсиями геомагнитного поля — модель Вайна — Мэтьюза (Vine, Matthews, 1963). Представляет интерес сравнить спектральные характеристики наблюдаемого поля и поля, рассчитанного по указанной модели. Расчет «модельного» поля произведен нами при скорости расширения океанического дна 2,0 см/год, что отвечает представлениям о темпах раскрытия Центральной Атлантики. Как выясняется при сопоставлении спектров, они существенно различаются. В спектре «модельного» поля присутствует несколько четко выраженных максимумов, спектр наблюдаемого поля значительно более однороден (см. табл. 13). Радиус корреляции «модельного» поля почти в 2 раза меньше, чем у поля наблюдаемого. Различие статистических характеристик еще не является опровержением этой гипотезы, так как в спектре наблюдаемого поля могут найти отражение лишь наиболее продолжительные эпохи определенной полярности и, следовательно, наиболее протяженные аномалии. Короткие периоды и соответственно узкие аномалии могли выпасть из спектра. Тем не менее, сторонникам этой гипотезы указанное обстоятельство следует принимать во внимание при хронологических построениях, основанных на магнитных аномалиях.

Рассмотрим далее статистические характеристики аномального поля склонов срединного хребта и рифтовой зоны. Спектры над склоном Срединно-Атлантического хребта сложнее, чем в котловинах, в них выделяется два и более максимумов (см. рис. 68, табл. 13). Радиус корреляции аномального поля уменьшается до 8—10 км, а величина дисперсии по сравнению с полем котловин несколько увеличивается. Для сравнения обратимся к профилям в других частях океана. В Южной Атлантике радиус корреляции поля над склонами хребта также меньше, чем в котловинах, одновременно над склонами происходит значительное уменьшение дисперсии поля — примерно в 2 раза (см. табл. 13). Аналогичная картина наблюдается в северо-западной части Индийского океана. Таким образом, статистический анализ подтверждает специфику аномального магнитного поля Центральной Атлантики по сравнению с другими частями Мирового океана.

Интересен вопрос о связи частотных характеристик аномального магнитного поля и рельефа дна срединных океанических хребтов. Этот вопрос решался независимым статистическим анализом форм рельефа и аномалий магнитного поля (Агапова и др., 1969), однако возможен и иной путь. Он заключается в том, что исследуются статистические характеристики не самого рельефа, а его магнитного эффекта. Последний был рассчитан для западного склона Срединно-Атлантического хребта в предположении однородного прямого намагничивания. Нижняя поверхность магнитоактивного слоя принималась горизонтальной, глубина ее соответствует максимальной глубине дна прилежащей котловины — 5900 м. Спектр магнитного эффекта рельефа оказывается еще более сложным, чем спектр самого поля (см. рис. 68), причем сходство в спектрах не устанавливается. Последнее обстоятельство можно объяснить либо тем, что пространственное распределение источников аномалий вообще не коррелирует с формами рельефа дна, либо тем, что источники связаны только лишь с формами определенных размеров.

Спектры аномального поля рифтовой зоны для профилей II и VII оказываются подобными (см. рис. 68). Радиусы корреляции соответственно равны 4 и 5 км. Величина дисперсии в 3—5 раз превышает таковую для аномалий склонов хребта (см. табл. 13). Разница в величинах радиуса корреляции

ляции поля в обоих районах и сдвиг максимума спектра по частоте вполне объясняются тем, что глубина дна в районе профиля II примерно на 1,5 км меньше, чем в районе профиля VII. Соответственно на меньших глубинах находятся источники магнитных аномалий.

Для сопоставления частотных характеристик рельефа дна и аномального поля рифтовой зоны по профилю II был рассчитан магнитный эффект рельефа и затем его энергетический спектр и корреляционная функция. Расчеты проводились при тех же параметрах, что и для склона хребта. Рассмотрение полученного спектра и его сопоставление со спектром аномального поля по тому же профилю показывает, что они содержат сходные элементы. В обоих спектрах выделяются максимумы на частотах $0,006 \text{ км}^{-1}$. Второй максимум в спектрах соответствует близким частотам — $0,031 \text{ км}^{-1}$ в спектре аномального поля и $0,026 \text{ км}^{-1}$ в спектре магнитного эффекта. Намечается также третий, менее четкий максимум (см. рис. 68). Радиусы корреляции равны 4 км для аномального поля и 3 км для поля рельефа. Подобие спектров можно интерпретировать как следствие структурных неоднородностей в земной коре рифтовой зоны, проявляющихся в формах рельефа различного порядка и в пространственно приуроченных к ним магнитных аномалиях. Частотная корреляция форм рельефа и магнитных аномалий свидетельствует в пользу тех исследователей, которые связывают природу магнитных аномалий с блоковой мозаичной структурой литосферы рифтовой зоны (Удинцев, 1969).

На основании полученных статистических характеристик устанавливаются: 1) различия в характере магнитной неоднородности земной коры Центральной Атлантики по сравнению с Южной Атлантикой и северо-западной частью Индийского океана; 2) различие в спектральном составе наблюдаемого поля (ΔT)_a и рассчитанного по модели Вайна — Мэтьюза; 3) подобие спектров аномального поля и магнитного эффекта рельефа в рифтовой зоне.

Таким образом, проведенные расчеты позволяют считать, что исследование статистических характеристик аномального магнитного поля является полезным при обработке достаточно длинных региональных профилей магнитной съемки. Подобные расчеты должны занять свое место в методологии количественной интерпретации магнитных аномалий в океане.

ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В РИФТОВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

В 6-м рейсе «Академика Курчатова» детальные магнитные съемки на полигонах сопровождались массовыми измерениями намагниченности пород, поднятых при драгировании и тралении. Места отбора образцов коренных пород задавались исходя из карты магнитного поля. Полученные сведения о местах распространения определенных типов горных пород и об их намагниченности использовались затем при интерпретации магнитных аномалий.

Главная задача проведенных исследований — выяснение геологической природы аномалий магнитного поля в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта.

Намагниченность горных пород. Измерены магнитная восприимчивость χ и остаточная намагниченность I_n большого количества образцов базальтов, габбро, перидотитов и серпентинитов. Кроме того, измерения характеристики намагниченности проведены на образцах коренных пород — базальтов и габбро, собранных в Исландии. При анализе материала были использованы литературные данные о величине χ и I_n базальтов и некоторых других горных пород дна океана (Vogt, Ostenso, 1966; Luyendyk, Melson, 1967; Ade-Hall, 1964; Cox, 1962; Opdyke, Hekinian, 1967).

Как и следовало ожидать, все осадочные породы практически немагнитны. Метаморфические породы представлены весьма незначительно, их намагниченность очень неравномерна, но преобладают практически немагнитные и слабомагнитные разности.

Намагниченность базальтов колеблется в широких пределах (табл. 14) и в большой степени зависит от скорости кристаллизации лавы, что выражается в зависимости от положения образца относительно поверхности лавы. На рис. 69 и 70 приведены данные об изменении χ и I_n в разрезе лавы. Вулканическое стекло, образующееся на поверхности базальта, имеет χ и I_n не более 50×10^{-6} ед. СГСМ. С удалением от стекла χ возрастает и в разных образцах колеблется от 200 до 800×10^{-6} ед. СГСМ на расстоянии 0,3—0,5 м от края лавы. У наиболее раскристаллизованных разностей χ достигает 2×10^{-3} ед. СГСМ. Еще резче изменяется I_n , возрастая в интервале 3—20 см до сотых долей ед. СГСМ (0,01—0,06), затем спадает до $4—6 \times 10^{-3}$ ед. СГСМ. Такое поведение χ и I_n свидетельствует, что к моменту излияния подводных базальтовых лав в них содержались лишь зародыши кристаллов титаномагнетита, близ края они успели вырасти до размеров, близких однодоменным (сотые, десятые доли микрона), а дальше благодаря более медленному остыванию становятся мультидоменными. В результате краевые части лавы имеют очень большие значения I_n и $Q = \frac{I_n}{0,5\chi H}$. Это выражается в некоторой обратной корреляции между χ и I_n (рис. 71).

Таким образом, вклад таких базальтов в аномальное магнитное поле определяется исключительно остаточной намагниченностью. Так как при драгировании наиболее часто попадают именно краевые части потоков, то

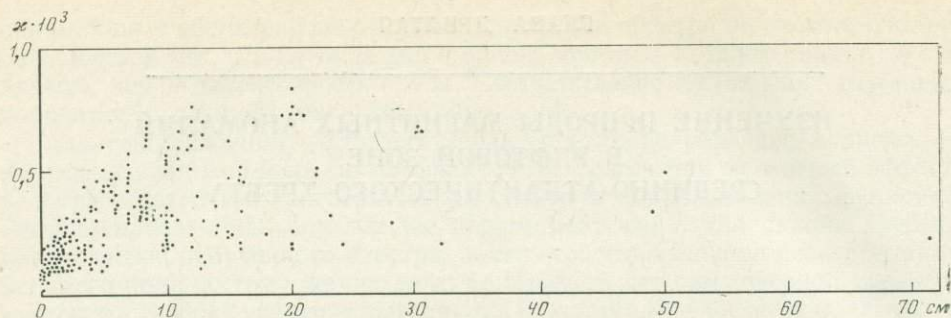


Рис. 69. Изменение κ в разрезе лавового потока

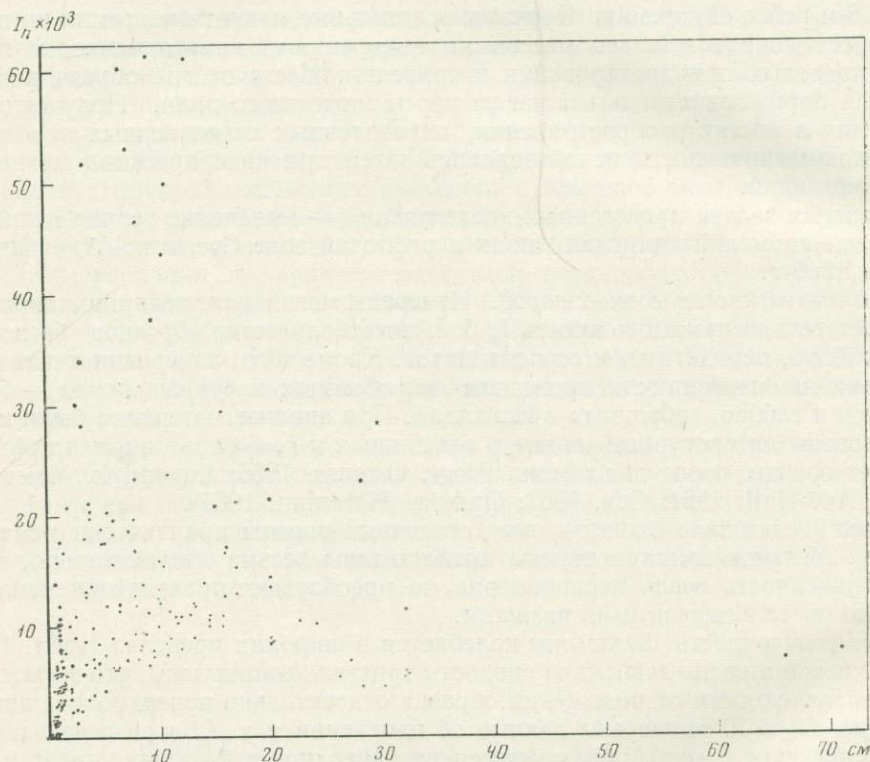


Рис. 70. Изменение I_n в разрезе лавового потока

они и представлены наиболее широко в рассматриваемой коллекции. Видимо, этот факт приводит к неточному отражению средних значений κ и I_n (их завышению) океанических базальтов. Сказанное отражено на гистограммах распределения значений κ и I_n (рис. 72). Распределения довольно однородны, но имеют заметную положительную асимметрию, мода I_n в интервале $2500-5000 \times 10^{-6}$ и $-150-250 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ. Очевидно, эти моды отражают характеристики главной совокупности. Как видно из таблицы, средние значения I_n , как правило, заметно завышены по сравнению с модой.

Любопытно отметить, что I_n поверхностных частей базальтовых потоков и базальтовых шлаков Исландии, возраст которых не древнее 0,1 млн. лет, изменяется в тех же пределах, что и у базальтов Среднего Атлантического хребта (см. табл. 14).

Зеленокаменные изменения базальтов приводят к существенному уменьшению I_n . На определенной стадии этих изменений, когда происходит раскристаллизация стекла, базальты могут иметь достаточно высокую суммарную намагниченность при малых значениях Q . В результате породы при достаточно широких проявлениях таких процессов изменений вполне могут оказаться источниками положительных аномалий магнитного поля.

Габбро обнаружены на обоих полигонах Атлантического хребта, на глубинах от 1,5 до 5 км, особенно широко они представлены на полигоне IV, где, по данным драгирования, примерно оконтуривается крупный габброидный интрузив, тяготеющий к поперечному разлому. В целом габбро практически немагнитны (см. табл. 14), и лишь в краевых частях упомянутого массива встречаются магнитные разности. Наиболее магнитны серпентинизированные габбро из северо-восточной окраины массива (станция 441, Д-1). Из 8 драг, поднявших штуфы габбро, только в двух обнаружены магнитные разности, причем в драге 1 (станция 441) они составляют небольшую часть. Наибольшее число магнитных образцов в драге 4 (станция 441). Среди случайно отобранных 214 небольших обломков 111 оказались магнитными ($\chi \geq 500 \times 10^{-6}$) и 103 — немагнитными и слабомагнитными ($\chi < 200 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ), т. е. распределились примерно поровну. Однако по объему результаты несопоставимы: оказалось, что все крупные обломки магнитны, а среди немагнитных есть и те и другие, но преобладают явно мелкие. Следовательно, распределение магнитных минералов таково, что в объеме первых кубических сантиметров оно очень неравномерно, а при увеличении объема магнитные минералы обязательно попадают в образец и в среднем создается заметная намагниченность. Неравномерное распределение магнитных минералов подтверждается на большом штуфе (станция 441, Д-4), где χ хаотично изменяется от 200 до 1600×10^{-6} ед. СГСМ. Наконец, о неравномерном и незакономерном распределении магнитных минералов в габбро позволяют судить гистограммы χ и I_n (см. рис. 72, е, ж). Все это в совокупности свидетельствует в пользу преимущественно вторичного происхождения магнитных минералов или крайне неравномерного разрушения первичных минералов в процессе изменения породы. И то и другое согласуется с большими изменениями габбро, амфиболизацией, хлоритизацией, серпентинизацией и т. п.

Таким образом, основная масса магнитных аномалий, как правило, не связана с габбровыми интрузивами, но это не исключает возможной связи отдельных аномалий с краевыми частями массива или участками вторичного обогащения магнетитом.

Серпентинизированные перидотиты обнаружены в небольшом количестве на полигонах II и III совместно или в непосредственном соседстве с габбро и, по всей вероятности, с последними образуют единый интрузив.

В отличие от габбро серпентинизированные перидотиты, как правило, магнитны, но их намагниченность неравномерна (см. табл. 14), что отражается в гистограммах (см. рис. 72, г, д). В одном относительно небольшом штуфе серпентинизированного перидотита (станция 432, Д-3) I_n изменяется от $0,1 \times 10^{-3}$ до 10×10^{-3} , т. е. на два порядка. По мере усиления низ-

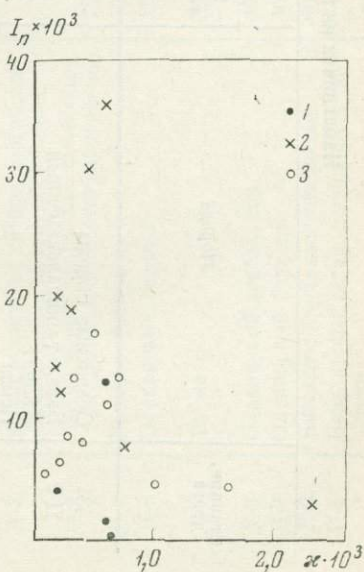


Рис. 71. Корреляция между χ и I_n для базальтов
1 — полигон I; 2 — полигон II; 3 — полигон IV

Намагниченность коренных горных пород (6-й рейс «Академика Курчатова»)

Станция, драга	Порода	Т _a , гамм	Глубина, км	Остаточная намагниченность, I _n × 10 ⁻⁶ , ед. СГСМ			Восприимчивость, κ × 10 ⁻⁶			Q _n = $\frac{I_n}{0,5\kappa}$	Знак I _n N, R
				мини-мальная	макси-мальная	средняя	мини-мальная	макси-мальная	средняя		
431	Осадочные породы	—	5,56	—	—	—	60	80	70	—	—
Д-2	Базальт миндалекаменный	—	5,24	180	3 200	1 740 (4)	400	600	590	6	—
	Хлорит	—	5,24	—	—	—	—	—	80	—	—
	Пемза	—	5,98—5,95	—	—	—	60	100	80	—	—
Тр-1	Пемза	—	5,98—5,95	11 800	14 360	13 000 (2)	800	1 900	7	33	—
Д-3	Измененные габбро	—	4,54	—	—	—	—	—	—	0,3	—
Д-3	Гнейсы (очень мелкие обломки)	—	4,32	—	—	—	—	—	—	—	—
Д-3	Кристаллические сланцы (щебенка)	—	4,32	—	—	—	—	—	—	—	—
Д-3	Базальтовый шлак (щебенка)	—	4,32	3 200	4 670	4 000 (3)	10	1 200	200	40	—
432	Оливиновый базальт, стекло	200	2,78—2,50	7	25	18 (3)	—	—	50	0,7	—
Д-2	Оливиновый базальт	200	2,78—2,50	2 760	68 400	35 700 (17)	90	760	600	12,0	R?
Д-3	Серпентинизированный перидотит	600	3,34—2,82	1 600	8 700	4 950 (14)	100	10 100	4300 (32)	2,3	—
	Серпентинит	600	3,34—2,82	2 240	5 300	3 900 (6)	200	4 300	2800 (11)	2,8	—
	Карбонатизированный серпентинизированный перидотит	600	3,34—2,82	30	670	250? (3)	10	4 600	1500 (28)	0,3	—
	То же, обохренный	600	3,34—2,82	820	11 540	1 100? (2)	—	—	1500	—	—
	Серпентинизированный перидотит с карбонатными прожилками	600	3,34—2,82	—	—	—	300	1 500	900	—	—
	Габбро-пегматит	600	3,34—2,82	—	—	—	—	—	—	—	—
Д-4	Базальт, зеленокаменные изменения	200	2,4—1,8	140	390	230 (4)	30	1 700	650 (6)	0,7	—
Д-5	Базальт, зеленокаменные изменения	400	2,9—2,78	2 700	3 200	3 000? (2)	1800	2 300	2300	2,6	—
Д-5	Базальт свежий	400	2,9—2,78	5 900	66 800	30 500 (6)	70	560	450	135	—
444, Д-1	Базальт, «инъекции» в осадке	200	2,78—2,56	10 300	31 800	19 800 (4)	50	320	200 (42)	198	—
Д-2	Базальт	450	1,8—1,54	1 450	50 100	18 700 (15)	70	580	300 (104)	125	N (4), R (1)

Д-2	Долерит	450	1,8—1,54	3 700	14 200	7 700 (6)	480	1 650	760 (11)	20	—
Д-3	Базальт	400	2,52—2,36	5 900	24 200	14 200 (13)	80	230	170 (21)	167	N (2), R (1)
	Базальт	250	2,78—2,5	1 400	32 200	12 100 (27)	60	400	230 (60)	105	N (7), R (2)
441, Д-1	Серпентинизированное микрогаббро	150	5,04—4,60	—	—	—	—	—	50	—	—
»	Серпентинизированное габбро, крупнозернистое	150	5,04—4,60	—	—	—	60	650	100	—	—
»	То же, мелкозернистое	150	5,04—4,60	—	—	—	1600	11 000	6200 (6)	—	—
»	Габбро-милонит	150	5,04—4,60	—	—	—	—	—	40	—	—
Д-4	Серпентинизированное габбро, крупнозернистое	400	1,60	220	3 200	1 000 (25)	100	1 600	600 (107)	3,4	—
Д-4	Серпентинизированный перидотит (1 обломок)	400	1,32	4 500	5 400	4 700 (3)	—	—	1500 (1)	6,5	—
Д-5	Оливиновый базальт, бурые гидрокислы	0	1,42—1,1	4 400	19 900	8 600 (21)	60	850	270 (261)	57	N (1)
Д-6	Базальт, стекло и корка (бомбы)	0	3,04—2,66	—	—	—	30	120	70 (16)	—	—
Тр-1	Базальт	250	3,2?	1 270	17 700	11 200 (6)	50	830	600 (9)	32	N (1)?
Д-7	Базальт (преобладают края)	500	2,43—2,2	720	8 950	5 500 (13)	70	150	100 (20)	110	—
Д-8	Серпентинизированный перидотит (1 обломок)	0	3,78—2,98	2 300	4 500	3 000 (4)	4200	4 400	4300 (3)	1,4	—
443, Д-1	Оливиновый базальт	450	3,18—2,72	4 400	21 300	13 300 (19)	100	590	340 (25)	78	R (3)
Д-2	Крупнозернистое габбро, амфиболитизированное, хлоритизированное	0	2,82—2,54	—	—	—	30	470	90 (56)	—	—
Д-3	Крупнозернистое габбро, амфиболитизированное, серпентинизированное	150	2,75—2,58	—	—	—	30	50	40 (8)	—	—
Д-4	Базальт (брекчия)	100	2,72—2,10	190	29 100	8 100 (10)	100	1 100	400 (34)	40	—
Д-6	Оливиновый базальт	150	3,46—3,12	150	20 600	6 400 (13)	50	500	220 (18)	58	R (2), R (2)
Д-7	То же	300	4,18—3,80	2 600	36 500	13 400 (22)	100	1 400	700 (99)	38	R (3), N (1)
Д-9	Оливиновый диабаз, с. з.	400	3,62—3,08	2 400	7 000	4 550 (7)	1000	2 500	1600 ¹ (21)	5,7	—
Д-9	Оливиновый базальт	400	3,62—3,08	1 400	11 400	4 700 (12)	100	1 800	1000 (37)	9	R
Д-9	Базальт с крупными кавернами	400	3,62—3,08	15 900	19 850	17 000 (4)	150	1 000	500 (9)	68	N (1)
И-1*	Базальтовый шлак, поверхность потока	—	—	5 750	9 100	7 400 (2)?	—	—	—	—	—

Таблица 14 (окончание)

Станция, драга	Порода	Т _а , гамм	Глубина, км	Остаточная намагниченность, $I_n \times 10^{-6}$, ед. СГСМ			Восприимчивость, $\kappa \times 10^{-6}$			$Q_n = \frac{I_n}{0,5\kappa}$	Знак I_n N, R
				мини- мальная	макси- мальная	средняя	мини- мальная	макси- мальная	средняя		
И-3	Шлак	—	—	3 500	7 800	5 400 (4)	100	300	200	27	—
И-4	Базальт, борт рифтовой долины	—	—	20 000	26 000	23 000 (2)?	—	—	1200 (1)	19	—
И-5	Пиллоу-лава	—	—	21 000	29 000	25 300 (3)	300	600	—	84	—
И-6	Вишнево-черный шлак (окислен)	—	—	25 000	42 700	(2)?	200	600	—	—	—
И-7	Черный измененный базальт из сернистого источника	—	—	11 400	38 200	24 400 (3)	—	—	—	—	—
И-8	Шлак	—	—	15 900	24 600	20 200 (2)?	—	—	150	—	—
И-9	»	—	—	5 400	24 400	13 800 (9)	200	1 100	—	25	—
И-10	Третичные базальты	—	—	2 050	18 200	9 200 (6)	—	—	—	—	R (5)
	Базальтовые шлаки **	—	—	6 070	17 200	11 400 (8)	460	1900	750 (19)	30	
	Более древние эффузивы основного и среднего состава **	—	—	230	1 920	—	1500	5 300	—	0,2—1,7	
	Измененные эффузивы Базальты ***	—	—	1 250	3 600	2 200 (7)	200	1 050	500 (17)	5	

* Базальтовые шлаки и пиллоу лавы Исландии (И-1—И-10).

** Остров Гран-Канария, кратер Бандана.

*** Остров Гора.

котемпературных изменений (карбонатизация и т. п., см. табл. 14, станция 432, Д-3) намагниченность падает. Намагниченность перидотитов, как известно, практически исключительно связана с процессами серпентинизации, в ходе которых образуются заметные количества магнетита в зависимости от железистости оливинов и в меньшей мере пироксенов.

Благодаря часто встречающимся магнитным разностям серпентинизированные перидотиты рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта имеют выдержанную среднюю намагниченность — $4-6 \times 10^{-3}$ ед. СГСМ.

Итак, судя по измерениям намагниченности коренных горных пород рифтовой зоны, положительные магнитные аномалии в ее пределах могут быть связаны как со свежими, так и измененными базальтами, серпентинизированными перидотитами и магнитными разностями габбро. Отрицательные аномалии магнитного поля (имеются в виду самостоятельные аномалии, а не отрицательные ветви кривых (ΔT)а, связанные с косым намагничением или с влиянием нижней кромки) могут создавать только одни неизменные базальты, поскольку они обладают в отличие от других групп пород высокими значениями Q .

Морфология аномального магнитного поля в рифтовой зоне. Аномальные поля исследуемых районов имеют как черты сходства, так и различия. В обоих случаях полосы положительных и отрицательных значений (ΔT)а вытянуты вдоль простирания срединного хребта. Поперечные разломы отмечаются сдвигом аномальных зон и ослаблением интенсивности магнитного поля. Наиболее интенсивная положительная аномалия на обоих участках фиксирует положение центральной рифтовой долины. Вместе с тем в пределах полигона II линейный характер аномалий проявляется гораздо отчетливее. Аномалии магнитного поля на полигоне IV в равной степени могут быть охарактеризованы как полосовые, так и как изометрические. Интенсивность аномалий в пределах этого района в 1,5—2 раза меньше, чем на полигоне II. Отчасти это обстоятельство связано с тем, что глубины дна на полигоне II в среднем на километр меньше и больше намагниченность базальтов (см. табл. 14).

В целом морфология поля северного района близка к той, которая свойственна хребту Рейкьянесс (Heirtzler, Le Pichon, Varon, 1966), а морфология южного района более напоминает ту, которая изучена американскими исследователями на отрезке рифтовой зоны между 22 и 23° (Van Andel, Bowin, 1968).

Таким образом, в рифтовой зоне Атлантики намечается определенная закономерность: с увеличением глубины дна происходит изменение морфологии аномального магнитного поля в сторону уменьшения степени линейности поля.

Связь магнитных аномалий с неизменными базальтами. Вопрос о возможной роли неизменных базальтов в возникновении аномалий можно рассмотреть с различных позиций.

Учитывая их широкое распространение в рифтовой зоне, можно ожидать, что сильно пересеченный рельеф с перепадами глубин до 2 км, если слой однородно намагненных базальтов под поверхностью дна достаточно велик, будет вызывать заметный магнитный эффект. Для количественной оценки влияния рельефа дна произведен подсчет магнитного эффекта слоя, имеющего верхней поверхностью дно океана, а нижней — горизонтальную плоскость. Глубина последней принималась равной максимальной глубине океана в пределах каждого из полигонов. При прямой намагниченности базальтов 5000×10^{-6} ед. СГСМ (модальное значение I_n базальтов) амплитуда аномалий составляет 150—300 гамм, если принять среднее значение I_n — $10\,000 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ, то амплитуда достигает 500 гамм. Вместе с тем расчетная и наблюдаемая кривые не обнаруживают почти никакой корреляции. Не было замечено связи магнитного поля с рельефом дна и в других частях рифтовой зоны (Van Andel, Bowin, 1968; Vogt, Ostenso, 1966;

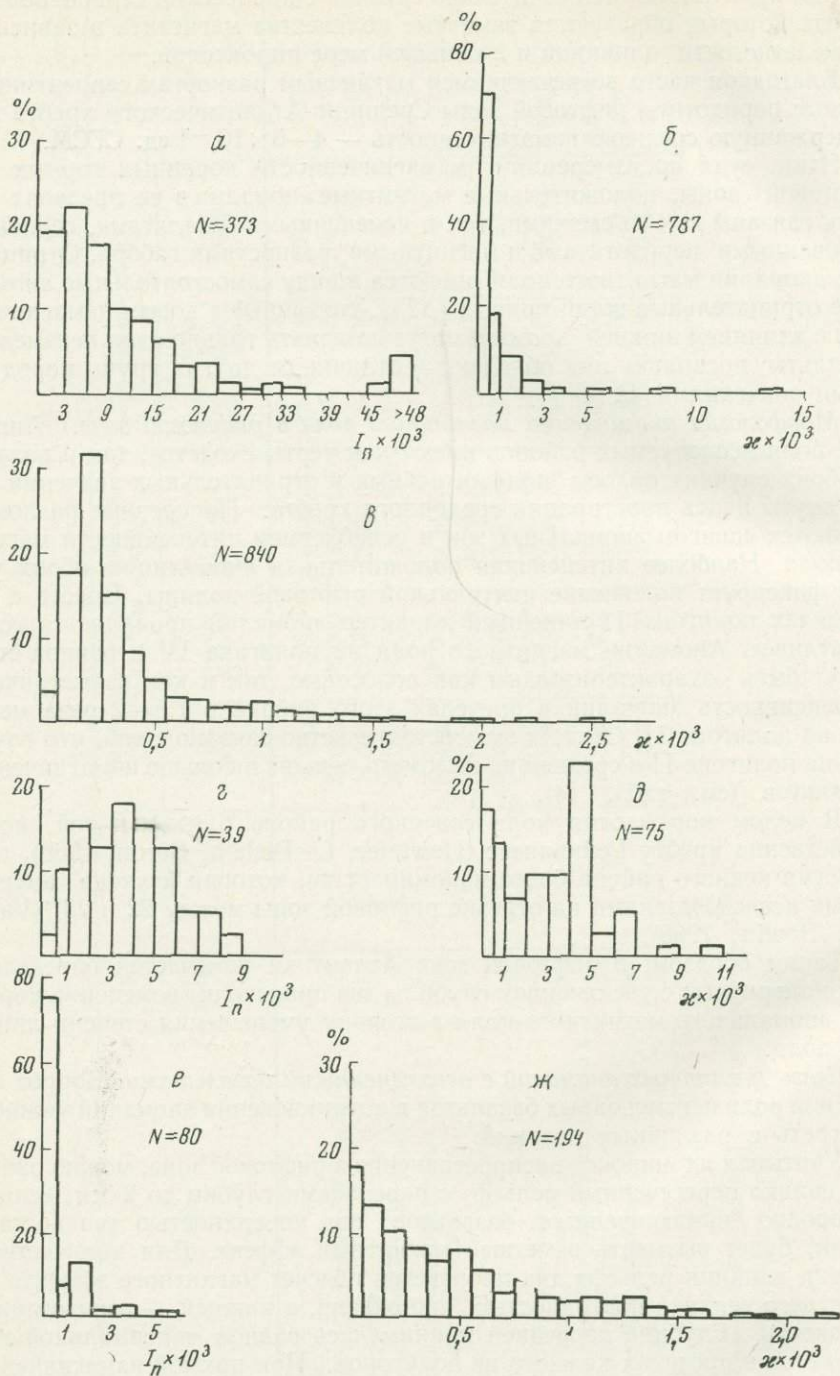


Рис. 72. Гистограммы распределения x и I_n
а — I_n базальтов; б, в — x базальтов; г, д — I_n и x серпентинизированных перидотитов; е, ж — I_n и x габбро

Phillips, 1967). Расчеты, выполненные различными методами (методом касательных с поправочными коэффициентами Соловьева и Гусева, методом Пятницкого, по формулам для мощных и тонких пластов, по палеткам для тел в виде вертикальных контактов), показывают, что в обоих участках рифтовой зоны в 70% случаев верхние кромки магнитоактивных тел в пределах точности подсчетов близки к поверхности дна и в 30% лежат на глубине 1,5—2,0 км под поверхностью. Все эти данные свидетельствуют о существенной магнитной неоднородности верхней толщи пород рифтовой зоны.

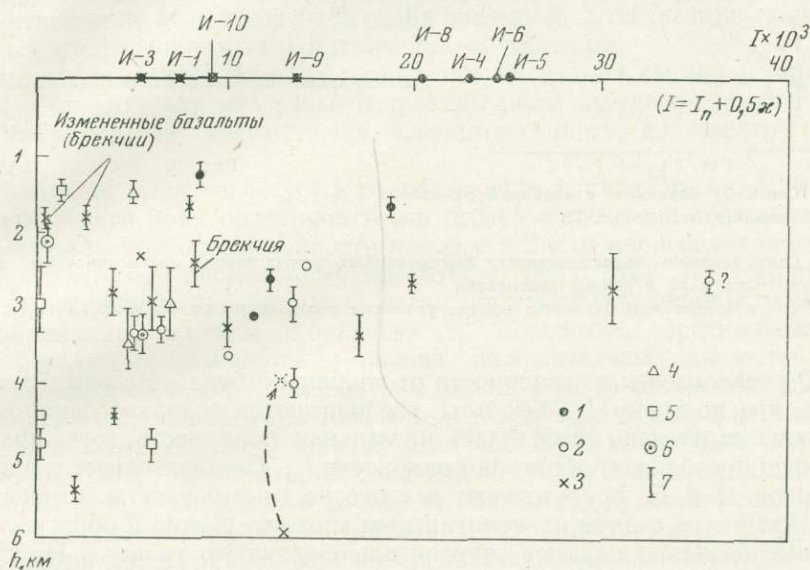


Рис. 73. Величина и полярность I_n базальтов в зависимости от глубины их отбора

Усл. обозначения к рис. 73—75

1 — базальты с прямой полярностью; 2 — базальты с обратной полярностью; 3 — базальты с неизвестной полярностью; 4 — габбро; 5 — серпентинизированные перидотиты и серпентиниты; 6 — диабазы; 7 — интервал глубин драгирования. Значения I_n , показанные на нулевой глубине, относятся к базальтам Исландии

Оценить, насколько однородна по магнитным свойствам толща базальтов, можно иным путем.

Так как на многих обломках драгированных базальтов четко видна корка вулканического стекла, то на ней возможно определить полярность I_n . Для такого определения брались обломки радиусом кривизны, стекловатая поверхность которых принималась за верх лавы. К сожалению, мы не гарантированы от ошибки, так как большинство поднятых обломков базальтов представляют фрагменты подушечных лав, так что в ряде случаев может оказаться, что «верх» — это «низ». Результаты определений приведены в табл. 14, где цифрой в скобках рядом со знаком полярности указано число штуфов, по которым определена полярность. В каждом штуфе обычно делается несколько таких определений из разных мест. Случаи, когда сделано всего лишь одно определение полярности в одном штуфе, отмечены вопросительным знаком как ненадежные.

В общем среди базальтов полигона II преобладают прямо намагниченные, среди базальтов полигона IV — обратно намагниченные. Судя по числу определений, существование базальтов с I_n обратной полярности в районе драгирования не вызывает сомнений, в частности, это относится непосредственно к рифтовой долине.

Следующий шаг — попытка стратифицировать базальты. На рис. 73 и 74 характеристики намагниченности базальтов — полярность и пара-

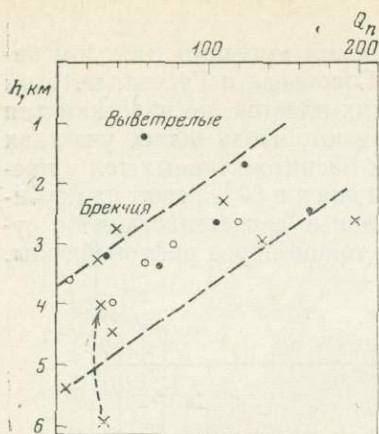


Рис. 74

Рис. 74. Связь Q_n базальтов с глубиной их отбора
Усл. обозначения см. на рис. 73

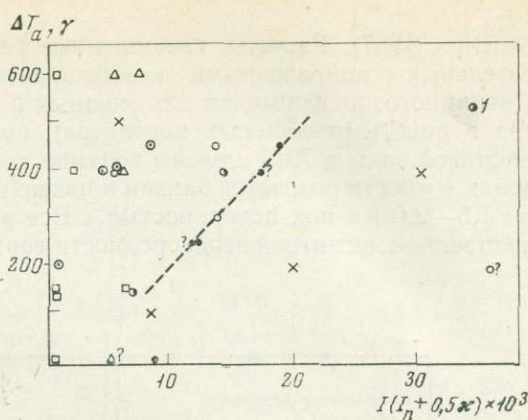


Рис. 75

Рис. 75. Связь величины намагниченности драгированных горных пород с интенсивностью аномального магнитного поля в районе драгировки

1 — диабазы и измененные базальты; прочие условные обозначения см. на рис. 73

метр Q расположены в зависимости от глубины отбора. Из рис. 73 можно видеть, что по знаку I_n базальты располагаются довольно закономерно: от 2,5 км и выше явно преобладает нормальная полярность, тогда как ниже 3 км явно преобладает обратная полярность I_n . Следовательно, в пределах полигонов II и IV присутствуют разновозрастные базальты, относящиеся по крайней мере к двум палеомагнитным эпохам. Прямо и обратно намагниченные базальты слагают горизонтально-слоистую толщу. На первый взгляд уверенно выделяются две пачки: верхняя, состоящая преимущественно из базальтов с прямой полярностью I_n , и нижняя, состоящая преимущественно из базальтов с I_n обратной полярности. Граница между пачками на указанных полигонах отличается несущественно и находится в интервале глубин 2,5—3 км.

Как известно, в однотипных магматических породах параметр Q при прочих равных условиях уменьшается со временем. Если с ростом глубины мы попадаем во все более древние базальты, то их Q должно уменьшаться. Разновозрастность базальтов в вертикальном разрезе видна также из следующего. Из рис. 74 видна тенденция к росту Q с уменьшением глубины, что согласуется со сказанным выше. Точки обратного намагниченных базальтов занимают интервал значений Q и глубин, соответствующий их стратиграфическому положению, в основном ниже нормально намагниченных базальтов. Некоторые перекрытия могут быть связаны с существованием не двух, а нескольких палеомагнитных зон в данном разрезе, ошибками в определении полярности из-за шарообразной формы застывания лав, частичным изменением пород. Так, наиболее высоко гипсометрически залегающие базальты (станция 441, Д-5) наиболее заметно подвергались выветриванию, с чем, видимо, связано их аномально низкое среднее значение Q . Кроме того, на разброс средних значений большое влияние оказало неравномерное количество образцов из разных частей лав. Как говорилось выше, I_n и x имеют обратные тенденции в изменениях при разной скорости кристаллизации ниже стекловатой корки. В результате при наличии в группах разновозрастных лав в одном случае образцов из краевых частей, в другом — из центральных их средние Q могут заметно различаться. К сожалению, такую возможность мы не могли полностью проконтролировать, так как, во-первых, далеко не во всех штуфах нам были известны положения относительно края лавы или тем более условия кристаллизации и, во-вторых, измере-

ния χ и I_n велись раздельно, и поэтому мы не можем оперировать лишь средними значениями Q для данной группы образцов.

Итак, в районе рифта Срединно-Атлантического хребта, по крайней мере начиная с глубины 4 км и выше, горные сооружения сложены зачастую толщей разновозрастных базальтов, состоящей из противоположно намагниченных пачек, минимум из двух.

Так как I_n является определяющей величиной в намагниченности базальтов, то отмеченный факт слоистого строения толщи и разной полярности I_n базальтов сказывается в резком уменьшении вклада в аномальное магнитное поле этих толщ (благодаря взаимной компенсации полей, созданных противоположно намагниченными пластами).

Это усугубляется большой «высотой» магнитной съемки (с приближением к поверхности дна резко возрастает роль намагниченности верхней приповерхностной части толщи базальтов вплоть до явного преобладания).

Сказанное выше согласуется со следующим фактом. Мы нанесли на карты магнитного поля полигонов точки отбора образцов и составили график территориальной приуроченности пород с той или иной намагниченностью к определенному аномальному магнитному полю (рис. 75). Корреляция между интенсивностью аномалий магнитного поля и величиной намагниченности базальтов в целом не наблюдается. Более того, обратно намагниченные базальты оказываются в районе положительных аномалий (ΔT)а.

Таким образом, сильно магнитные базальты из-за изменений полярности I_n не должны обладать высоким магнитным моментом в большом объеме и, следовательно, создавать значительных аномалий магнитного поля. При благоприятных обстоятельствах накопления базальтовых толщ одинаковой полярности I_n (например, в случае интенсивной вулканической деятельности в течение одной палеомагнитной эпохи, уничтожении толщ в результате эрозии и т. д.) они должны фиксироваться аномалиями магнитного поля знака, соответствующего палеомагнитной эпохе.

Связь магнитных аномалий с измененными базальтами и перидотитами.

Среди изученных горных пород рифтовой зоны наиболее устойчивой высокой средней намагниченностью обладают только серпентинизированные перидотиты. Менее магнитные измененные раскристаллизованные базальты (зеленокаменные изменения) и диабазы часто имеют достаточно высокую суммарную намагниченность при заметно уменьшающейся роли I_n , что свидетельствует в пользу большой роли таких пород в создании положительных аномалий магнитного поля. Это подтверждается корреляцией намагниченности таких пород с повышенными значениями (ΔT)а (см. рис. 75).

Наличие положительных аномалий, связанных с зеленокаменными изменениями базальтов, тем более вероятно, что процессы зеленокаменного метаморфизма широко распространены в базальтах океана, особенно в более древних и погруженных. Вероятно, на определенной глубине изменение базальтов достигает такой степени, что они становятся немагнитными. Если блок таких глубокометаморфизованных пород в результате вертикальных тектонических движений будет приподнят и обнажен на дне океана, то над ним будут зафиксированы либо нулевые, либо отрицательные поля (ΔT)а. Последняя ситуация описана для одного из участков рифтовой зоны Атлантического океана, что является прямым подтверждением связи полос отрицательных значений с влиянием нижних кромок и косым намагничиванием магнитовозмущающих тел.

Выводы. 1. Не существует единственного объяснения природы магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана — преимущественно они приурочены к зонам изменений базальтов и перидотитов, но могут быть связаны и с неизменными базальтами. Закономерное расположение положительных и отрицательных аномалий, их линейный характер отражает структурные особенности срединного хребта и рифтовой зоны. Дальней-

шее изучение геологической природы магнитных аномалий позволит использовать магнитную съемку для изучения пространственных соотношений между различными магматическими породами и их комплексами в рифтовой зоне.

2. Предлагаемое объяснение природы аномалий магнитного поля исключает гипотезу Вайна — Мэттьюза о связи аномалий различного знака с чередованием блоков, имеющих остаточную намагниченность противоположной полярности. Этот вывод относится к магнитным аномалиям рифтовой зоны, но одновременно он ставит под сомнение справедливость такой модели для аномалий над склонами Срединно-Атлантического хребта. Предлагаемое в этой работе объяснение геологической природы магнитных аномалий рифтовой зоны Атлантического океана не исключает гипотезы расширения океанического дна.

**СТРАТИГРАФИЯ ОСАДКОВ К ВОСТОКУ
ОТ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА**

В практику зарубежных исследований последних лет широко вошло палеомагнитно-стратиграфическое расчленение колонок, проводимое совместно с изучением фауны фораминифер в этих колонках (Harrison, Funnell, 1964; Hays, Opdyke, 1967; Hays et al., 1969; Opdyke et al., 1966; Steuerwald et al., 1968). Палеомагнитные исследования позволили выделить в ряде длинных колонок интервалы Брюнеса, Матуяма, Гаусса и Гилберта. Проводимое одновременно изучение фауны планктонных, бентосных фораминифер или радиолярий позволило установить, что фаунистические изменения совпадают с изменениями магнитности и что одновременное изучение магнитности и фауны фораминифер или радиолярий является перспективным при расчленении колонок донных отложений.

В нашем распоряжении были колонки длиной менее 3 м, целиком попадающие в интервал Брюнеса. Была изучена фауна фораминифер в них и проведено расчленение ряда колонок с выделением стратиграфических горизонтов. Основной целью проводимых при этом палеомагнитных исследований было выяснение возможности их применения для стратиграфического расчленения колонок внутри магнитных интервалов (в данном случае интервал Брюнеса).

Материалом для исследования послужили колонки донных отложений, собранные в 6-м рейсе «Академика Курчатова» в Атлантическом океане:

Станция	Координаты		Глубина, м	γ	Длина, см
	с. ш.	в. д.			
431	43°05'	19°35'	6130		268
434	19°14'	26°13'	4400		104
435	21°53'	29°09'	5703		237
436	23°08'	31°47'	5740		267

Для палеомагнитно-стратиграфических построений из названных колонок, полученных прямоточной трубкой, отбирались ориентированные образцы. Так как положение трубки относительно стран света было нам не известно, то имело смысл анализировать только наклонение естественной остаточной намагниченности (I_n), относительные же изменения склонения использовались для контроля надежности, возможных поворотов части колонки вокруг вертикальной оси (при выемке, перекладке и др.).

Ориентированные образцы отбирались с помощью плексигласового цилиндра с поршнем. Цилиндр врезался в колонку перпендикулярно ее оси, т. е. ось цилиндра располагалась горизонтально (в плоскости слоя). Размер отбираемых образцов в естественном состоянии (до высыхания): диаметр 2 см, высота 2 см. Для лучшей сохранности осадки заливались клеем и обклеивались калькой. Интервалы отбора образцов показаны на рис. 76.

Измерения выполнялись на полевом рок-генераторе, сконструированном К. С. Бураковым (ИФЗ АН СССР). Минимальная цена деления прибо-

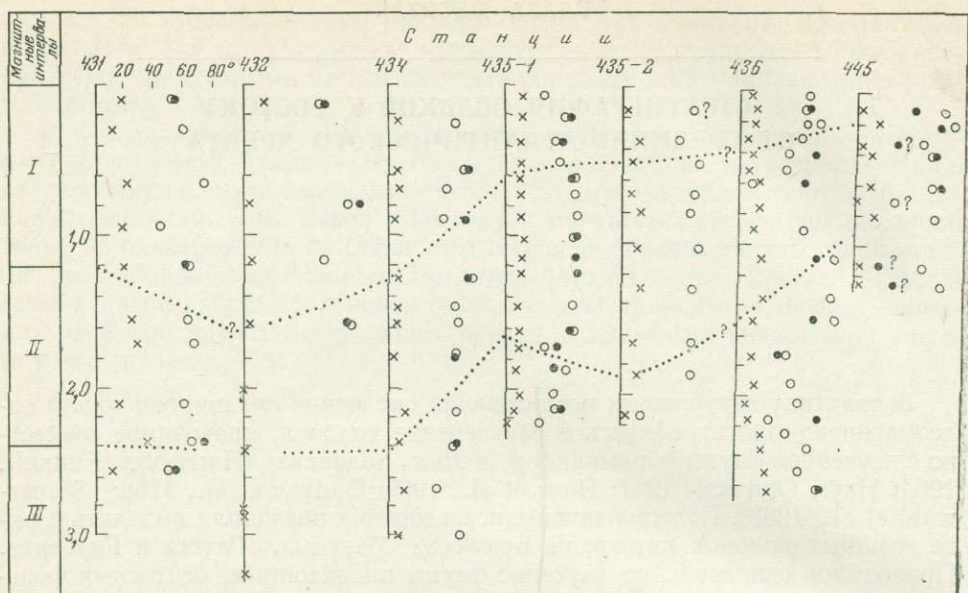


Рис. 76. Стратиграфическое расчленение колонок по магнитным данным

Крестики — остаточная намагниченность, кружки — величины I_n (светлые — до T -чистки, темные — после нее)

ра 10^{-6} (первая шкала), максимальная — 300×10^{-6} ед. СГСМ (6-я шкала). После измерений часть образцов подвергалась температурной чистке (T -чистке). Образцы помещались в двойной пермаллоевый экран и грелись в сушильном шкафу, обшитом железом (3-й экран), при 100°C в течение нескольких часов. Давление внутри шкафа доводилось с помощью форвакуумного насоса до менее $0,01 \text{ атм}$, что резко снижало возможность окисления осадков при нагревании.

Намагниченность осадков в 7 изученных колонках не превышает 10^{-4} ед. СГСМ, чаще меньше 50×10^{-6} ед. СГСМ и согласуется с литологической характеристикой разреза, в частности уменьшается с ростом карбонатности, растет с ростом вулканогенного материала и т. д. Данные о величине I_n приведены на рис. 76. Наиболее магнитные осадки подняты с глубины 5900 м в районе хребта Палмер (станция 431); наименее магнитные — в районе севернее Азорских островов (станция 432) с глубины 3350 м. Малая намагниченность осадков колонки со станции 445 (Бискайский залив) связана с большим количеством карбонатного материала. Осадки равнинной части океана (станции 434—436) имеют весьма однородную намагниченность, которая в общем возрастает по мере движения с юга на север в 2—3 раза. Намагниченность осадков зависит от района и глубины океана. Отмечается общая тенденция роста I_n от станции 445 (глубина 2700 м) и 432 (3350 м), где осадки наименее магнитны, к станциям 431 (5900 м) и 436 (5740 м), где осадки наиболее магнитны.

Все образцы имеют нормальную полярность I_n и $I_{n,T}$ (после T -чистки), причем после T -чистки наклонение, как правило, изменяется незначительно, кроме колонок со станций 436 и 445, где изменения наклонения достигают 40%. Осадки этих колонок имеют очень низкую магнитную стабильность, особенно слабомагнитные разности. Значения магнитной стабильности ($S_1 = \frac{I_{n,T}}{I_n}$) приведены ниже.

Таким образом, при T -чистке нестабильная часть составляет 10—30%, тогда как для осадков со станций 436 и 445 она достигает 70—75%.

Станция	Значения			Станция	Значения		
	минимальное	максимальное	среднее		минимальное	максимальное	среднее
431	0,7	0,83	0,74	435-1	0,76	1,1	0,78
432	0,65	0,82	0,74	436	0,25	1,18	0,55
434	0,62	1,1	0,78	445	0,33	0,77	0,58

Величина наклоения по вертикали (во времени) изменяется, как правило, до 20° , чаще меньше (см. рис. 76) и в среднем (по интервалам устойчивых значений наклоения стабильной части I_n) мало отличается от наклоения геомагнитного диполя, ось которого совпадает с осью вращения Земли. Ниже приведены действительные широты мест отбора колонок и широты, вычисленные по наклоению остаточной намагниченности из предположения дипольного геомагнитного поля ($\text{tg } j = 2 \text{tg } \varphi$, где j — наклонение; φ — географическая широта):

Станция	Широта		Станция	Широта	
	географическая	вычисленная		географическая	вычисленная
431	43	41	435-2	22	29
434	20	27	436	23	31
435-1	22	27	445	45	38

Отклонения могут быть обязаны как неточному вертикальному положению колонки, так и недостаточному диапазону времени осреднения для получения дипольного поля. Для того количества данных, которыми мы располагаем, максимальное расхождение в 8° вполне удовлетворительно.

Таким образом, величина и полярность наклоения I_n свидетельствуют, что во всех колонках возраст осадков менее 0,7 млн. лет (эпоха нормальной полярности Брюнса). Колебания наклоения I_n во времени имеют определенную закономерность. Если двигаться в направлении, обратном ходу времени, то есть сверху вниз по колонке, то выделяются интервалы: 1-й интервал относительной неустойчивости наклоения; 2-й интервал — стабильное, практически неменяющееся положение наклоения; 3-й интервал — вновь нестабильное состояние наклоения. Отмеченные закономерные изменения наклоения сохраняются и после T -чистки, что позволяет предполагать, что они отражают вариации геомагнитного поля. Если это так, то при более подробном изучении можно по океаническим осадкам составить кривую вековых вариаций наклоения геомагнитного поля, период которых, вероятно, составляет десятки тысяч лет. В свою очередь такая кривая может служить отличной шкалой для стратиграфической корреляции молодых (моложе 0,7 млн. лет) осадков. Можно попытаться скоррелировать изученные разрезы по имеющимся данным. На рис. 76 выделены три упомянутые интервала изменения наклоения (данные о колонке 445 весьма ненадежны из-за низких величин I_n и S). Из данных корреляции следует, что наибольшая скорость осадконакопления первого интервала была в поперечном разломе полигона II, несколько меньшей в районе хребта Палмер (станция 431) и наиболее низкой в Северо-Африканской котловине, где мощность 1-го интервала уменьшается вдвое и составляет 0,5 м, а в колонке 436, видимо, еще меньше. Мощности 2-го интервала различаются меньше, скорости накопления осадков в тот период были сопоставимыми.

Расчленение осадков по планктонным фораминиферам было проведено в колонках 435-1 и 431. В остальных колонках планктонные фораминиферы отсутствовали.

Изучение фораминифер в колонках проводилось по методике, принятой в Институте океанологии АН СССР (Беляева, 1969). По всей длине колонок (без пропусков) брались сухие пробы осадков определенного веса, которые затем промывались через мельничный газ № 74. Полученный «фораминиферовый остаток» подвергался количественной оценке. Для каждой пробы

(46 проб в колонке 435-1 и 58 — в колонке 431) подсчитывалось общее количество планктонных фораминифер (в экз./г осадка), число видов, количество отдельных видов (в экз./г осадка и в % от всех планктонных фораминифер).

Фауна фораминифер в обеих колонках представлена современными видами. В колонке 435-1 встречены следующие виды: *Globorotalia menardii*, *G. tumida*, *G. inflata*, *G. truncatulinoides*, *G. hirsuta*, *G. canariensis*, *Globoquadrina eggeri*, *G. quinqueloba*, *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *Globigerinita glutinata*, *G. himulis*, *Globigerinoides conglobatus*, *G. sacculifer*, *G. ruber*, *Globigerinella aequilateralis*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinella dehiscens*.

Изменение общей численности, видового состава, процентного содержания видов и их количества (в экз./г осадка) легло в основу выделения стратиграфических горизонтов.

В колонке 435-1 количество планктонных фораминифер резко изменяется по длине колонки, достигая максимальных значений 19 114 экз. на горизонте 3—6 см (рис. 77). В слоях 24—65, 75—123 и 205—227 см количество их не превышает 2—3 десятков. Низкие содержания планктонных фораминифер, наличие большого числа обломков и полурасстворенных форм свидетельствуют об увеличении глубин во время отложения этих слоев. Распределение отдельных видов подтверждает такое предположение, так как в слоях с низкими содержаниями фораминифер преобладают виды, наиболее устойчивые к растворению на больших глубинах (Беляева, 1970). Распределение общих количеств и четко прослеживающаяся смена теплолюбивых и более холодноводных видов позволяют выделить 4 стратиграфических горизонта.

I горизонт (голоцен) мощностью 3 см (0—3 см) характеризуется общим числом фораминифер от 287 до 2158 экз., высоким числом видов (до 14) и преобладанием тепловодных видов. *G. menardii* составляет 20—30%, *G. tumida* — 20%, *Sphaeroidinella dehiscens* — 8%, *G. ruber* — 8%, *G. eggeri* — 17%; в общем тепловодные виды составляют более 80%.

II горизонт (вюрм-рисс) мощностью 67 см (3—70 см) характеризуется резким увеличением численности планктонных фораминифер в слое 3—6 см (до 19 114 экз.) и увеличением числа видов до 16—20. Вниз по колонке в пределах второго горизонта отмечается резкое падение общего количества фораминифер до нескольких экземпляров на грамм осадка и уменьшение числа видов до 5—6. Только в низах горизонта отмечается некоторое увеличение числа фораминифер до 333 экз.

В составе фауны фораминифер горизонта II резко уменьшается роль тепловодных видов (*G. menardii* составляет 8%, в большинстве случаев менее 4%, *G. tumida* — менее 1%, *G. dehiscens* — менее 1%, *G. eggeri* — менее 4%) и резко увеличивается процентное содержание холодноводных видов, особенно в интервале 3—24 и 54—70 см, где *G. inflata* составляет до 30—40%, *G. truncatulinoides* — до 23%, *G. pachyderma* — до 13%. Некоторое увеличение роли тепловодных видов в интервале 24—54 см (особенно *G. menardii*) на фоне уменьшения общего количества фораминифер связано с устойчивостью этого вида к растворению.

III горизонт (рисс-вюрм) мощностью 105 см (70—175 см) характеризуется невысокими содержаниями фораминифер, особенно в верхней части, где только в слое 70—75 см содержание их достигает 100 экз., а в слое 75—123 см не превышает 10 экз. Начиная с 123 см происходит постепенное увеличение числа фораминифер до 780—3998 экз. с последующим уменьшением вниз по колонке до 300—100 экз. В этом горизонте содержание тепловодных видов составляет более 50%.

IV горизонт (рисс) характеризуется относительно высокими содержаниями планктонных фораминифер (до 2000 экз./г осадка в верхних слоях), затем резким уменьшением в слое 205—227 см и увеличением до 1225 экз.

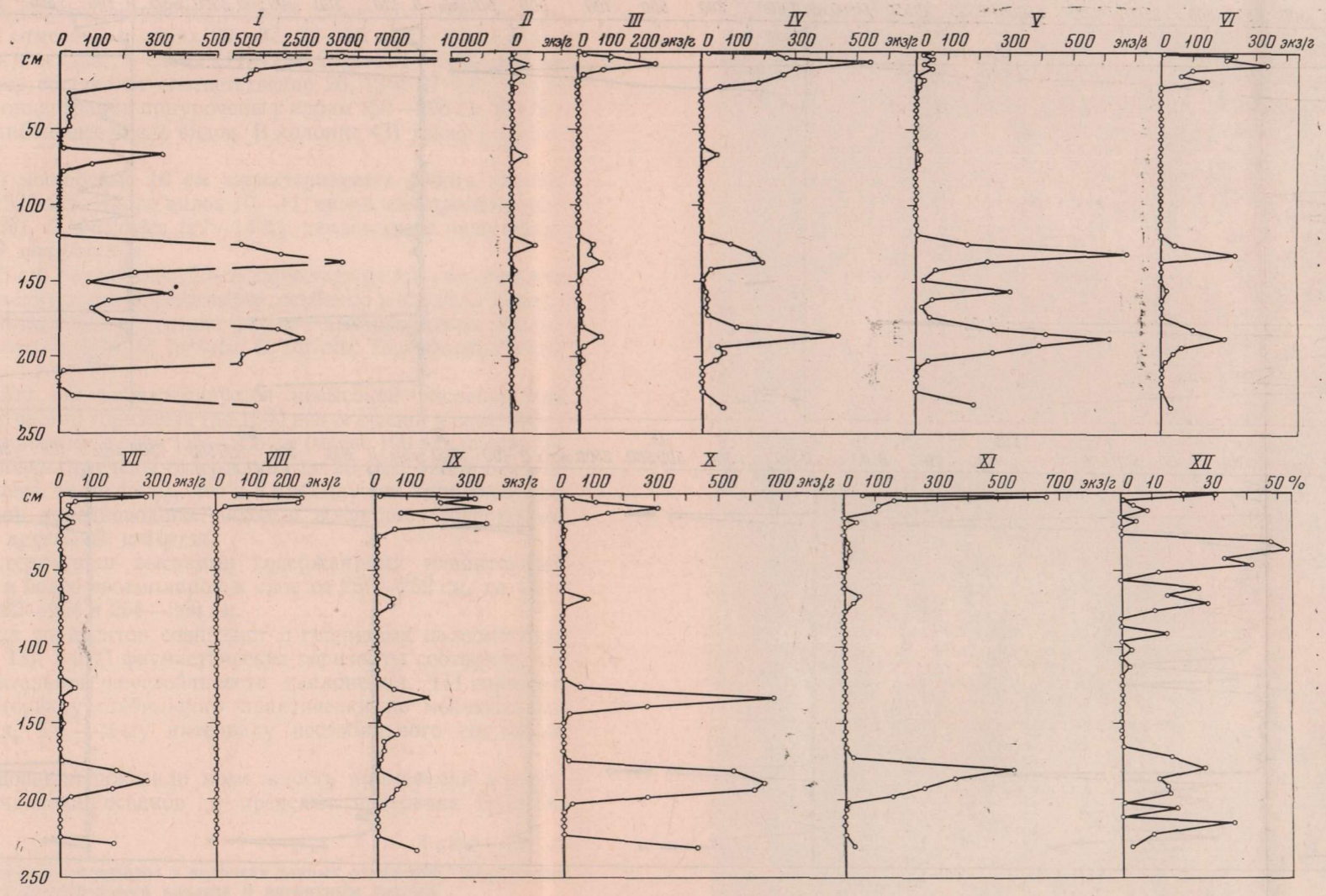


Рис. 77. Распределение планктонных фораминифер в колонке со станции 435-1 (в экз./г осадка)
 I—общее количество, II—*G. pachyderma*, III—*G. bulloides*, IV—*G. ruber*, V—*G. eggeri*, VI—*G. sacculifer*, VII—*G. conglobatus*, VIII—*G. tumida*, IX—*G. inflata*, X—*G. truncatulinoides*, XI—*G. menardii*, XII—*G. menardii* (в %)

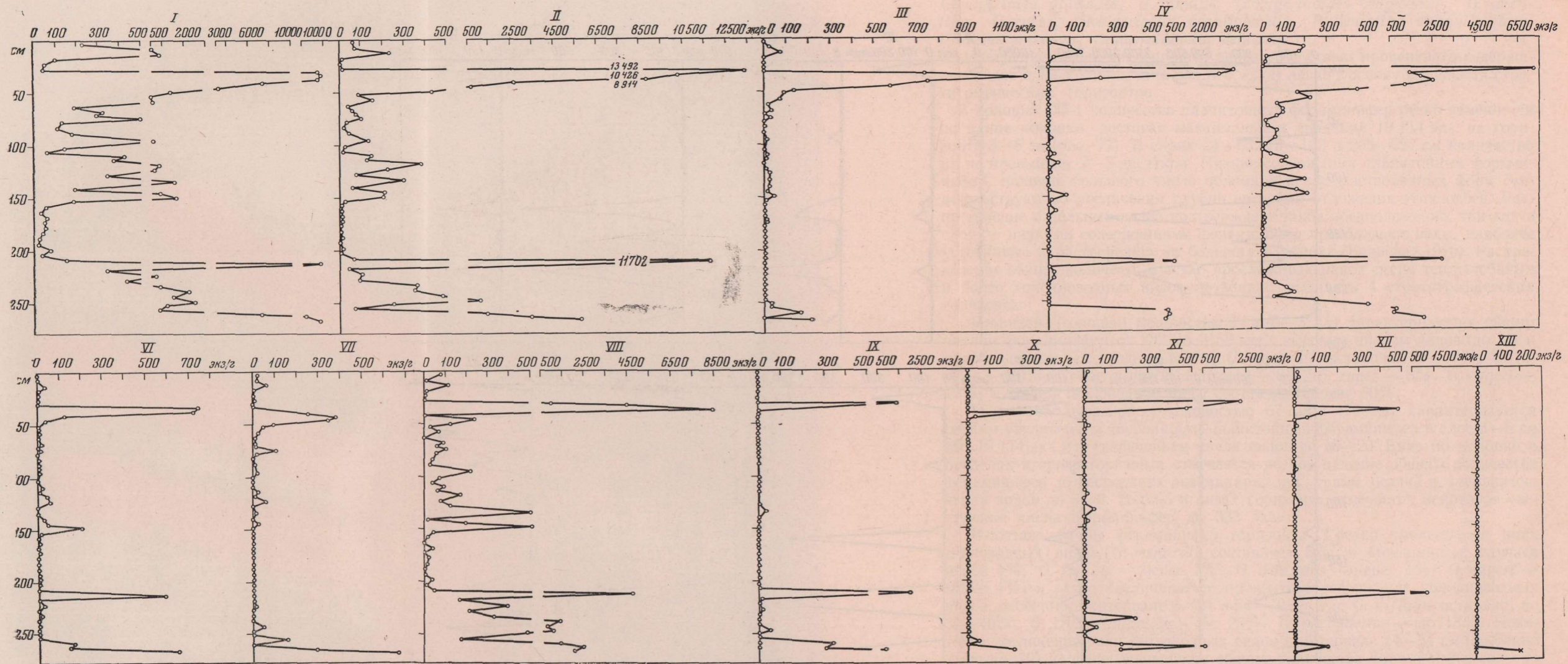


Рис. 78. Распределение планктонных фораминифер в колонке со станции 431 (в экз./г осадка)

I—общее количество, II—*G. bulloides*, III—*G. hirsuta*, IV—*G. himalis*, V—*G. inflata*, VI—*G. ruber*, VII—*G. truncatulinoides*, VIII—*G. paucyderma*, IX—*G. glutinata*, X—*O. universa*, XI—*G. crassaformis*, XII—*G. eggeri*, XIII—*G. aequilateralis*

в слое 227—237 см. В составе фауны IV горизонта играют значительную роль виды более холоднолюбивые. Максимальных значений достигает содержание вида *G. truncatulinoides* (до 22—36%).

В колонке 431 (рис. 78) планктонные фораминиферы представлены более холодноводными видами: *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *G. pachyderma*, *G. truncatulinoides*, *G. hirsuta*, *G. crassaformis*. Тепловодную фауну представляют: *Globigerinoides ruber*, *G. conglobatus*, *G. sacculifer*, *Globoquadrina eggeri*. Редко и в небольших количествах встречены *Globigerinella aequilateralis*, *Orbulina universa*. Такой набор фауны характерен для умеренных широт океана.

Планктонные фораминиферы встречены по всей длине колонки. Максимальные концентрации отмечены в слоях 29—32, 32—35 и 35—40 см (приблизительно 26 тыс. экз./г осадка); в слоях 211—214, 262—264 и 264—268 см содержание фораминифер составляет соответственно 26, 13 и 27 тыс. экз./г осадка. Минимальные концентрации приурочены к слоям 150—200 см. В этих интервалах отмечено наибольшее число видов. В колонке 431 также выделяется 4 горизонта.

I горизонт (голоцен) мощностью 10 см характеризуется общим числом фораминифер от 236 до 522 экз. Число видов 10—11; среди них преобладают *G. inflata* (от 17 до 37%), *G. bulloides* (27—14%), тепловодные виды представлены *G. eggeri* и *G. conglobatus*.

II горизонт (10—135 см) мощностью 125 см характеризуется увеличением общих концентраций планктонных фораминифер, особенно в верхних слоях, и значительным преобладанием в составе фауны холодноводных видов: *G. pachyderma*, *G. truncatulinoides*, *G. hirsuta*, *G. inflata*. Тепловодные виды составляют менее 4%.

III горизонт (135—250 см) характеризуется невысокой численностью фораминифер в верхних частях горизонта (до 1600 экз./г осадка в слое 146—151 см), низкими содержаниями в слое 155—205 см (менее 100 экз./г осадка) и только в низах горизонта отмечены содержания до 26 тыс. экз./г осадка. В составе фауны отмечены те же виды, что и в предыдущем горизонте, но резко уменьшается роль холодноводных видов и возрастает содержание *G. ruber* (до 19%), *G. eggeri*, *O. universa*.

IV горизонт характеризуется высокими содержаниями планктонных фораминифер: до 1000 и более экземпляров в слое от 250—262 см, до 14—27 тыс. экз. в слоях 262—264 и 264—268 см.

Границы выделенных горизонтов совпадают с границами палеомагнитных интервалов (табл. 15). I и II фаунистические горизонты соответствуют 1-му интервалу относительной неустойчивости наклонения, III горизонт соответствует 2-му интервалу стабильного практически не меняющегося положения наклонения, IV — 3-му интервалу нестабильного состояния наклонения.

Проведенные исследования показали возможность применения магнитных данных для расчленения осадков в пределах интервала Брюнса.

Таблица 15

Сопоставление стратиграфических интервалов в колонках донных отложений, выделенных по данным фораминифероанализа и магнитным данным

Колонка	По магнитным данным		По данным фораминифероанализа	
	интервал	мощность, см	горизонт	мощность, см
431	1	120	I и II	135
	2	120	III	115
	3		IV	
435-1	1	60	I и II	70
	2	110	III	105

**ДОННАЯ ФАУНА РИФТОВОЙ ЗОНЫ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА**

Донная фауна рифтовых зон срединно-океанических хребтов до последнего времени оставалась совершенно не изученной. Лишь благодаря детальному исследованию этих наиболее активных в тектоническом отношении зон, проведенных в специализированных геолого-геофизических экспедициях на научно-исследовательских судах «Витязь» и «Академик Курчатов» в Индийском океане, удалось собрать первые, к сожалению, несколько отрывочные материалы по донной фауне, населяющей как рифтовые долины, так и склоны окаймляющих их хребтов (Барсанова, Пастернак, 1970). Геофизические исследования рифтовой зоны срединно-океанических хребтов были продолжены затем и в Атлантическом океане. В итоге многочисленных драгировок, проведенных на «Академике Курчатове» в течение его 6-го рейса, а также благодаря применению драг новых более уловистых конструкций и здесь удалось собрать чрезвычайно интересный материал по донной фауне, великолепно приспособленной к жизни в исключительно своеобразных условиях рифтовых долин и окаймляющих их хребтов. В этой главе будут рассмотрены лишь результаты предварительной обработки этого материала, так как его детальная систематическая обработка, естественно, займет еще много времени.

Работы по сбору донной фауны проводились преимущественно на полигонах: I (желоб Кинга), II, V (к северу от Азорских островов), III, IV (разрез Дакар — Бостон).

В общей сложности во время 6-го рейса «Академика Курчатова» в районе срединно-океанического хребта исследования донной фауны проводились на пяти полигонах, на которых было получено 25 качественных проб.

Несмотря на недостаточную изученность донной фауны открытых районов океана, уже сейчас можно с уверенностью утверждать, что распределение глубоководных организмов как на выровненных пространствах дна, так и в районах подводных поднятий наиболее тесно связано с наличием пищи. При продвижении от приполярных районов океана к тропическим водам происходит вполне закономерное снижение степени количественного развития жизни при одновременном возрастании разнообразия организмов. При дальнейшем продвижении к югу картина распределения жизни зеркально отображается. Снижение степени обилия жизни наблюдается, естественно, и в направлении от прибрежных районов океана к открытым его частям. При этом в поверхностных горизонтах степень обилия жизни резко меняется. Вертикальные пищевые цепи, с помощью которых пища, продуцируемая в поверхностных слоях, достигает дна океана, значительно сглаживают эту картину; но и на дне океана, на равных глубинах, области, расположенные в северных частях океана и тем более вблизи берегов, снабжаются пищей во много раз лучше, чем области, лежащие в тропической зоне. Отсюда следует, что и богатство донной жизни также будет различно в этих областях океана.

Поэтому заведомо можно было ожидать, что донное население в районе полигона (желоб Кинга) будет во много раз богаче и разнообразнее, чем в районе полигонов II и V (к северу от Азорских островов) и тем более в районе полигонов III (расположенного в тропической зоне) и IV (хотя и лежащего несколько севернее, но зато расположенного в восточной части Саргассова моря, характеризующегося совершенно исключительной бедностью пелагической жизни). Полученные здесь пробы донной фауны вполне подтвердили это предположение.

Однако условия питания донных беспозвоночных определяются не только обилием пищи или скоростью поступления ее на дно абиссали, но и общими условиями осадконакопления в том или ином ее районе. При высоких скоростях осадконакопления поступающий на грунт органический детрит в значительной мере разбавляется минеральными частицами и быстро захороняется в еще не окисленном состоянии. При низких скоростях осадконакопления процесс разложения осевшего на дно органического детрита обгоняет процесс накопления минеральных зерен, в результате чего органическое вещество захороняется уже в глубоко преобразованном виде, практически не пригодном в пищу. Отсюда следует, что неравномерность осадконакопления должна приводить к значительному разнообразию условий питания на дне океана и неравномерности распределения трофических группировок бентоса. Пространства океанического дна, выстланные осадками, содержащими значительное количество органического вещества, захороненного в малообразованном виде, относятся к эвтрофным областям: районы с минимальным поступлением органических частиц и с медленным накоплением осадков, не препятствующим разложению органики на поверхности грунта, — к олиготрофным областям (Соколова, 1965).

Степень обилия органического детрита в грунте или находящегося во взвешенном состоянии в придонной толще воды, естественно, приводит к тому, что в тех или иных участках дна наблюдается доминирование каких-нибудь определенных трофических групп донных организмов. Среди последних различают три основных типа — детритофаги, питающиеся детритом, осевшим на дно или захороненным в толще осадков: сестонофаги, питающиеся частицами детрита или мелкими организмами, взвешенными в придонном слое воды, и, наконец, плотоядные беспозвоночные (хищники или трупоеды).

Детритоеды преобладают на тех участках грунта, где происходит быстрое накопление осадков, причем там, где органические частицы поступают особенно интенсивно. Среди детритоедов преобладают формы, собирающие детрит с поверхности грунта. При значительном разбавлении органического вещества минеральными частицами доминирующее развитие получают детритофаги, заглатывающие грунт безвыборочно. Сестонофаги преобладают или при значительных содержаниях органических частиц в придонном слое воды или при минимальной скорости осадконакопления, при котором осевшие частицы детрита быстро разлагаются и захороняются уже в непригодном в пищу глубокообразованном состоянии. Наконец, обилие плотоядных беспозвоночных определяется уже степенью количественного развития других донных организмов.

Отсюда легко напрашивается вывод, что в эвтрофных областях должны преобладать группировки детритофагов, а в олиготрофных — разреженная фауна сестонофагов. Однако такая крупномасштабная схема распределения трофических группировок часто бывает неприложима к тем или иным конкретным участкам в пределах как эвтрофных, так и олиготрофных областей. Даже незначительная неравномерность осадконакопления, которая наблюдается на склонах и плато невысоких и пологих абиссальных холмов как в пределах эвтрофной, так и олиготрофной зон, как правило, приводит к совершенно закономерному изменению степени доминирования трофических группировок. Последнее, в частности, хорошо прослеживалось при де-

тальном исследовании отдельных поднятий в 36-м рейсе «Витязя» и во 2-м рейсе «Академика Курчатова» (Барсанова, Пастернак, 1970).

Но особенно ярко неравномерность седиментации выражена в пределах океанических хребтов и валов с их резкорасчлененным рельефом и скалистами, почти отвесными уступами (Безруков, 1962; Удинцев, 1959; Зверев и др., 1961).

Высокая степень неравномерности седиментации на склонах подводных хребтов в пределах эвтрофной зоны приводит к возникновению чередования и даже мозаичности в распределении трофических группировок (Соколова, 1965).

Такая же картина наблюдалась нами в районе желоба Кинга. На дне желоба, на мягких, слабокарбонатных илах, безусловно, доминируют группировки детритофагов, как собирающих детрит с поверхности грунта, так и заглатывающих его вместе с грунтом безвыборочно. Среди них были обнаружены многочисленные полихеты, в основном *Terrebellidae*, *Ampharetidae*, голотурии типа *Murpilotrochus* и *Elasipoda* и разнообразие двухстворчатые моллюски (*Nalletiidae*, *Tellinidae* и др.). Вторыми по численности и разнообразию оказались сестонофаги — восьмилучевые кораллы *Umbellula thomsoni*, усоногие раки (218 экземпляров), актинии, мелкие асцидии; из двухстворчатых моллюсков — *Propeamussium*.

На склонах, у их подножия, состав фауны уже резко меняется и преобладающей формой становятся мелкие пленчатые актинии типа *Paractis*, укрепляющиеся на поверхности свободных от осадка камней. Несколько выше по склону, очевидно, в «кармане», засыпанном фораминиферовым песком, в пробе удалось обнаружить лишь единичные экземпляры полихет типа *Oveniidae* в трубках, инкрустированных раковинками фораминифер, и офиуры, видимо, рода *Ophiura*, с обломанными лучами. С этими детритофагами «конкурировала» лишь одна нежная колония мшанки типа *Celleroga*.

Поскольку основная задача рейса заключалась в проведении детальных геофизических исследований срединно-океанического хребта и его рифтовой зоны, наиболее многочисленные драгировки были выполнены на четырех полигонах, расположенных в пределах рифтовой зоны (IV, VI, II, V), хотя цель драгировок заключалась преимущественно в сборе основных и ультраосновных пород, применение драг новых конструкций обеспечило сбор весьма интересного и подчас уникального материала по донной фауне этих наиболее активных зон океанического дна.

На примере подводных хребтов и гор северной части Тихого океана М. Н. Соколовой (1960) была создана схема вертикальной зональности в распределении сообществ донной фауны. Эта зональность возникает вследствие резкой неравномерности в распределении осадков на склонах хребтов. Крутизна склонов и более высокая динамичность придонных вод по сравнению со смежными участками выровненного дна приводят к постоянному перемещению осадочного покрова, обнажению скал и накоплению осадков в углублениях рельефа. Однако даже в пределах обычных подводных поднятий имеются участки сбросовых уступов и поперечных разломов, нарушающих чередование зон размыва и накопления осадков. Такие случаи нарушения правильности чередования этих, а следовательно, и трофических зон уже отмечались и М. Н. Соколовой (1964). В результате исследований закономерностей распределения донной фауны рифтовой зоны Срединно-Индоокеанского хребта удалось показать, что такие случаи нарушения вертикальной зональности и чередования зон доминирования тех или иных трофических группировок бентоса в пределах рифтовой зоны становятся по сути дела правилом. Тем не менее на основании сборов, проведенных во 2-м рейсе «Академика Курчатова», было отмечено, что если на всех выходах скал донное население состояло преимущественно (если даже не исключительно) из организмов, питающихся взвешенным детритом, то в тех участках рифтовой зоны, где условия рельефа облегчали накопление мягких осад-

ков, количество организмов, питающихся осевшим детритом, резко возрастало (Барсанова, Пастернак, 1970).

Здесь кроется известное различие в характере донного населения рифтовых зон Индийского и Атлантического океанов. Несмотря на значительно больший материал, полученный в 6-м рейсе «Академика Курчатова», количество проб, в которых были найдены детритофаги, оказалось гораздо меньшим, чем в индоокеанском рейсе. Так, в двух уловах, полученных в районе основного рифтового ущелья на полигоне II, были обнаружены в одном случае две небольшие голотурии *Synalactidae*, офиура и две мелкие *Brisingidae* и во втором — те же *Brisingidae*, четыре клещеносных ослика и одна очень мелкая *Sipunculoidea*. При этом следует отметить, что объем принесенного драгой ила был равен 3 м. В районе полигона IV организмы — детритофаги были обнаружены в количестве, достойном упоминания, только 3 раза. В мешке драги, протянутой на глубине 2700—3000 м по участку выровненного дна, к югу от поперечного разлома удалось после промывки 80 литров фораминиферового ила обнаружить только четыре мелких *Sipunculoidea* (по сути дела относящихся к размерной категории микробентоса). Трал «Галатейя», поднятый со дна основной рифтовой долины, принес всего лишь одну голотурию из семейства *Elasipoda*. В обоих этих случаях фауна сестонофагов оказалась намного богаче и разнообразнее. В частности, в траловом улове, несмотря на значительное количество принесенного ила, сестонофаги были представлены шаровидными и воронковидными губками, как стеклянными, так и кремневыми, одиночными мадрепоровыми кораллами, мшанками типа *Celleporella*.

И только на выровненной вершине подводного поднятия к северу от поперечного разлома, на глубине 2500—2100 м на фораминиферовых илах можно предположить возможность доминирования организмов — детритофагов. Во всяком случае в пробе, полученной с этой вершины, были обнаружены такие характерные представители этой трофической категории, как мягкий морской еж *Echinothuriidae* и морская звезда семейства *Pterasteridae* с ажурным скелетом из длинных тонких игл. Сестонофаги были представлены всего лишь одной мелкой колонией стеклянной губки. Остальная часть улова состояла из скелетов давно отмерших мадрепоровых кораллов и усоногих ракообразных, покрытых черной железомарганцевой корочкой. Возможно, что эти остатки были собраны с края подводного плато, где происходит постоянный смыв или сползание мягких осадков.

Во всех остальных случаях независимо от глубины местообитания отмечалось безраздельное властвование организмов — сестонофагов. Даже тогда, когда драги приносили значительный объем илистых осадков, представители трофической группировки детритофагов в них не были встречены. В частности, об этом свидетельствуют и фотографические снимки грунта, полученные в 6-м рейсе «Академика Курчатова». Что же касается организмов-фильтраторов, то они, как правило, бывали обнаружены почти во всех полученных пробах. Отмечалось также вполне закономерное возрастание количественного обилия и степени разнообразия фауны сестонофагов по мере уменьшения глубины местообитания. Обычно эта фауна была представлена разнообразными стеклянными и кремневыми губками, кишечнополостными (сцифополипами, роговыми кораллами, альционариями, шипастыми кораллами, реже одиночными мадрепорами и гидроидами), усоногими ракообразными и мшанками. Почти всегда на поверхности крупных камней строили свои домики-трубки полихеты (*Spirorbis*, *Serpulidae*).

Остается высказать некоторые соображения о причине слабого развития в рифтовой зоне Атлантического срединно-океанического хребта организмов, питающихся осевшим детритом. В какой-то мере это может быть объяснено наступлением олиготрофных условий. Действительно, полигон IV, как уже указывалось, лежит в районе, характеризующемся наиболее низкой во всей Атлантике степенью развития как пелагической, так и донной

жизни. Однако это предположение непригодно для объяснения отсутствия или малочисленности детритофагов в районе полигона II, лежащего намного севернее. Анализируя распределение донных организмов в желобе Романш, а затем в условиях рифтовой зоны Индийского океана, удалось отметить, сколь неблагоприятно сказывается на составе и количественном развитии донных беспозвоночных, ведущих роющий или ползающий образ жизни, механический состав осадков (Пастернак, 1968). В частности, судя по дочерпательным пробам, резкое сокращение биомассы бентоса наступало в тех случаях, когда мелкощепнистая фракция достигала 60—80% объема грунта. Сложность механического состава осадков в рифтовых зонах не должна вызывать удивления. Большая крутизна склонов, незначительная скорость осаждения из толщи воды минеральных частиц, повышенная тектоническая деятельность, динамичность придонных вод и частые оползни — все это приводит к тому, что на дне рифтовых долин или в углублениях рельефа окаймляющих хребтов образуются частые переслои тонких фракций осадков, песка, гравия, щебня и осколков вулканического стекла, к тому же постоянно заваливаемые крупноразмерным обломочным материалом. Эти особенности осадконакопления, а также незначительное поступление на грунт органических частиц скорее всего и должны приводить к образованию специфической донной фауны рифтовых зон срединных хребтов.

Возможно, что перечисленные выше особенности рифтовых зон находят свое наиболее яркое отображение в пределах срединно-океанического хребта Атлантического океана. В таком случае все те факторы, которые обычно оказывают главное влияние на распределение жизни на дне океана, в пределах рифтовой зоны должны уступить свое место более мощному фактору — геофизической активности. Может быть именно поэтому практически отсутствуют в осадках дна долин или в «карманах» склонов подвижные собиратели детрита, ибо они в первую очередь могут стать жертвами очередного и непредвиденного перемещения огромных масс камней и осадков.

Во всяком случае состав, количество и даже форма тела и колоний многих донных беспозвоночных, найденных в рифтовой зоне Атлантического срединно-океанического хребта, свидетельствуют о совершенно исключительных условиях обитания в этом районе океана.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

В последние годы внимание многих геологов все чаще обращается к срединно-океаническим хребтам — молодым подвижным структурам, отличающимся по целому ряду признаков как от других структур дна океанов, так и от континентальных структур. К этим отличительным особенностям относятся и донные осадки. Как было установлено ранее, основными источниками грубообломочного и кластического материала песчаной и алевритовой размерностей являются обнажения местных коренных пород, слагающих вершины и склоны подводных отрогов хребта, и пирокластита. Влияние континентальных областей сноса здесь сильно ослаблено. С другой стороны, осадки Срединно-Атлантического хребта содержат высокие количества биогенного известкового материала (CaCO_3 , нередко составляет от 70 до 95%) (Емельянов и др., 1966). По существу они являются биогенными известковыми с очень незначительными примесями обломочного материала. Лишь в редких случаях содержание CaCO_3 в них резко падает и в осадке начинает преобладать обломочное вещество.

Цель настоящей работы — охарактеризовать типы осадков и их вещественно-генетический состав на отдельных, наиболее полно изученных участках (полигонах). К таким участкам относятся район вокруг о. Исландии и полигоны, охваченные исследованиями в 6-м рейсе «Академика Курчатова». При описании осадков основное внимание обращалось на изучение обломочной части осадка, так как именно она наиболее полно отражает роль пирокластического материала или продуктов разрушения пород местного происхождения в осадконакоплении в области хребта.

РАЙОН ИСЛАНДИИ

На шельфе вокруг Исландии распространены валунно-галечные и гравийные осадки и пески, а на островном склоне — крупные алевриты, мелко-алевритовые и алевритово-пелитовые илы¹. Все эти типы осадков в подавляющем большинстве случаев являются вулканокластическими, т. е. состоят из обломков вулканогенных пород и пеплового материала. Лишь на отдельных небольших участках здесь распространены биогенные карбонатные отложения (в настоящей работе они не рассматриваются).

Гравийно-галечные осадки распространены в основном на малых глубинах вдоль берега и на банках. На глубины более 30—50 м они спускаются лишь в проливах, в фьордах и на участках крутого склона. Пески сменяют грубообломочные и гравийные осадки и простираются до глубин 300—400 м. В проливах они спускаются до изобаты 500—1000 м, а в одном случае — до 1558 м. Пески почти сплошь покрывают банки и вершины подводных возвышенностей и неровностей дна.

¹ При выделении гранулометрических и вещественно-генетических типов осадков использовалась классификация, принятая в Институте океанологии АН СССР (Безруков, Лисицын, 1961).

Гранулометрический профиль песков двух- и (чаще всего) трехвершинный с расположением вершин в одной из фракций — 0,1—0,25 мм или 0,25—0,5 мм, во фракции >1,0 мм и в пелитовом материале.

Md песков колеблется в пределах 0,1—0,33 мм, S_0 — в пределах 2,0—9,0 (табл. 16), т. е. пески сортированы средне и плохо. Лишь в одном случае обнаружены среднезернистые пески с $S_0 = 1,6$ (глубина 110 м).

Гранулометрический профиль песков свидетельствует о сложности процессов, которые обуславливают их накопление (принос материала льдами, наличие сильных постоянных и приливо-отливных течений, влияние раковинного материала бентосных организмов и т. д.).

В песках, окружающих Исландию, среди легких минералов крупноалевритовой подфракции преобладают¹: вулканическое стекло (1,4—37,0%), полевые шпаты (6,0—32,9%) и кварц (4,4—29,8%). Тяжелая подфракция, составляющая около 30—50% крупноалевритовой фракции, представлена: рудными минералами (магнетит, титаномагнетит, лимонит и др.), составляющими 7,2—68,5% подфракции, моноклинными пироксенами (5,4—47,4%), вулканическими стеклами (2,1—52,9%), непрозрачными пепловыми частицами (0—40%), эпидотом-цоизитом (1,7—17,7%), гранатом, обыкновенной роговой обманкой, мусковитом, биотитом, апатитом, рутилом, брукином, анатазом. Из аутигенных минералов чаще всего встречаются биогенный опал (спикулы губок) и остатки раковин пелеципод.

Присутствие кварца, граната и ряда других минералов в песках района Исландии (Датский пролив) связано, по-видимому, с поступлением их со стороны Гренландии. Именно для этого района типичны высокие концентрации кварца, амфиболов и граната в песках. Вулканические стекла, моноклинные пироксены, пепловые частицы, часть рудных минералов, несомненно, вулканического происхождения. Часть минералов имеет смешанный (вулканогенный и терригенный) генезис.

Пески района Исландии являются слабожелезистыми (от 5 до 10% Fe) или железистыми (10—11,85% Fe). Высокие содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , P_2O_5 и других компонентов и низкие — SiO_2 (табл. 17) указывают на генетическое сходство слабожелезистых и железистых вулканокластических песков с базальтами, за счет разрушения которых они образуются.

Следовательно, как по минеральному, так и по химическому составу пески района Исландии сильно отличаются от песков шельфа Гренландии и от песков других участков Атлантического океана.

По мере удаления от Исландии количество вулканокластических минералов в песках уменьшается и соответственно этому содержания $CaCO_3$ возрастают, а Fe, Ti и P падают. Несколько по-иному распределен марганец: его максимальные содержания приурочены не к осадкам прибрежных районов Исландии, а к верхней части островного и материкового склонов. Это объясняется тем, что марганец связан в основном не с грубой пирокластикой, а с пелитовой частью осадка. А такие осадки накапливаются не на шельфе, а за его пределами.

Аморфный кремнезем обычно составляет меньше 5% осадка. Аморфный кремнезем в песках представлен спикулами губок. Их количество иногда настолько велико, что они придают осадку облик войлока или стеклянной ваты (например, на банке Антон Дорн). Такие же пески встречаются и в Баренцевом и Норвежском морях, а также в Антарктике.

Крупные алевриты с внешней более глубоководной стороны окаймляют пески, отделяя их от илистых осадков. Этот тип отложений в районе Исландии не получил широкого распространения. Лишь у берегов Гренландии они покрывают значительные площади дна, залегая на глубинах от 150—200

¹ Минеральный состав осадков в районе Исландии изучен А. В. Солдатовым.

Гранулометрический и химический состав (%) вулканокластических песков и крупных алевритов района о. Исландия

Фракции (мм) и компоненты	Пески										Крупные алевриты							
	1664 * (210)**	1445 (230)	31 (250)	1452 (250)	1444 (280)	61 (340)	68 (410)	1673 (425)	67 (440)	198 (440)	1572 (147)	1598 (195)	1637 (230)	66 (280)	213/54 (295)	11 (480)	208/49 (480)	209/50 (490)
Гранулометрический состав																		
>1,0	25,2	—	9,0	—	—	22,5	35,4	30,5	5,4	73,7	—	—	27,3	—	—	—	—	—
1,0—0,5	13,0	—	10,7	—	—	15,3	24,5	17,8	4,0	—	—	—	6,0	—	—	—	—	—
0,5—0,25	16,6	—	18,8	—	—	16,9	15,8	13,3	16,4	—	—	—	6,1	—	—	—	—	—
0,25—0,1	23,0	—	28,7	—	—	15,1	4,0	10,7	25,4	—	—	—	1,3	—	—	—	—	—
0,1—0,05	6,3	1,3	2,8	—	1,2	4,7	1,5	3,3	12,9	6,8	38,6	44,8	22,7	23,3	—	—	—	—
0,05—0,01	6,9	0,3	10,9	—	0,4	9,3	8,0	15,6	14,6	10,0	36,1	24,6	20,0	22,2	—	—	—	—
<0,01	9,0	0,06	19,1	—	0,06	17,2	10,8	8,8	20,4	10,7	17,3	27,1	16,6	29,9	—	—	—	—
>0,1	77,8	18,8	67,2	—	17,0	69,8	79,7	72,3	52,2	—	8,0	3,5	40,7	24,6	—	—	—	—
1,0—0,1	52,6	—	58,2	—	—	46,3	44,3	41,8	46,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,1—0,01	13,2	1,6	13,7	—	—	14,0	9,5	18,9	27,5	—	74,7	69,4	42,7	45,5	—	—	—	—
<i>Md</i>	0,30	—	0,16	—	—	0,31	0,70	0,47	0,11	—	0,04	0,05	0,08	0,02	—	—	—	—
<i>S₀</i>	3,2	—	6,5	—	—	2,4	2,3	5,0	4,6	—	2,2	3,1	8,2	3,5	—	—	—	—

Таблица 16 (окончание)

Фракции (м.м.) и компоненты	Пески									Крупные алевриты							
	1664 * (210)**	1445 (230)	31 (250)	1452 (250)	1444 (280)	61 (340)	68 (410)	1673 (425)	67 (440)	198 (440)	1572 (147)	1598 (195)	1637 (230)	66 (280)	213/54 (295)	11 (480)	208/49 (480)

Химический состав (натуральный осадок)

CaCO ₃	7,80	18,76	10,19	—	17,10	3,73	0,73	30,60	0,71	18,17	1,80	17,20	2,6	1,73	6,10	14,30	1,75	19,80
SiO ₂ аморф	2,36	1,34	1,56	—	1,19	0,38	2,74	—	4,32	—	3,93	3,38	2,24	1,92	0,56	2,50	1,30	—
Сорг	0,60	0,29	0,27	—	0,42	0,42	0,12	0,90	1,43	0,38	0,90	1,60	0,80	0,41	—	—	—	—
Fe	5,24	5,60	10,88	5,04	6,25	9,15	11,85	5,14	7,70	10,54	9,97	7,69	6,59	5,97	5,48	7,78	7,66	8,66
Mn	0,05	0,07	0,12	0,11	0,05	0,16	0,17	0,11	0,16	0,09	0,13	0,10	0,11	0,17	0,12	0,22	0,12	0,18
Ti	—	1,00	1,96	0,52	0,88	1,62	1,40	—	0,76	1,58	—	—	—	0,88	0,90	1,09	1,19	0,82
P	—	0,06	0,14	—	0,06	0,09	0,13	—	0,13	0,09	—	—	—	0,08	0,07	0,17	0,12	—

Химический состав (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

SiO ₂ аморф	2,58	1,69	1,74	—	1,47	0,40	2,76	—	4,41	—	4,00	4,08	2,30	1,96	0,60	2,95	1,32	—
Сорг	0,67	0,38	0,30	—	0,52	0,44	0,12	1,30	1,53	0,46	0,95	2,01	0,84	0,42	—	—	—	—
Fe	5,87	7,03	10,88	—	7,69	9,15	11,85	7,61	8,41	12,88	10,68	9,88	6,98	6,22	6,03	9,08	8,04	11,21
Mn	0,06	0,09	0,12	—	0,06	0,16	0,17	0,16	0,18	0,11	0,14	0,13	0,11	0,18	0,13	0,26	0,12	0,23
Ti	—	1,26	1,96	—	1,0	1,62	1,40	—	0,83	1,93	—	—	—	0,92	0,99	1,27	1,25	2,36
P	—	0,08	0,14	—	0,07	0,08	0,13	—	0,13	0,11	—	—	—	0,08	0,08	0,20	0,12	—

* Номер станции.

** Глубина, м.

Валовой химический состав (%) изверженных пород и вулканокластических осадков (слой 0—5 см) района Исландии

Компоненты	Изверженные породы					Вулканокластические осадки				
	1-И (суша)	44 * (910)**	41 (217)	2-И (суша)	11 (480)	199 (325)	195 (1345)	205 (1365)	212 (1550)	213 (1700)
SiO ₂	46,33	46,41	48,49	46,64	53,04	34,93	49,49	31,61	30,57	35,61
FeO ₂	1,75	4,03	3,57	1,57	1,82	2,48	2,42	1,90	1,67	1,85
Al ₂ O ₃	13,94	11,87	12,92	14,14	12,54	8,42	13,47	7,97	6,98	8,81
Fe ₂ O ₃	12,62	17,52	14,75	13,26	11,13	10,16	11,24	9,21	8,44	9,39
MnO	0,18	0,28	0,18	0,19	0,29	0,13	0,16	0,19	0,08	0,12
CaO	12,34	8,71	7,94	11,12	8,01	18,61	6,66	20,08	21,78	18,31
MgO	9,29	4,70	5,26	10,44	5,26	3,40	3,80	3,44	3,00	3,77
Na ₂ O	2,00	3,52	2,38	1,64	—	3,40	3,40	4,05	4,54	4,25

* Номер станции.

** Глубина, м.

Анализы выполнены в Лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИОАН СССР, аналитики Н. М. Еремеева, А. В. Мельник, М. А. Иванова.

до 500—700 м. По вещественному составу крупные алевриты очень близки к пескам (см. табл. 16, 17).

Вулканокластические илы распространены на глубинах до 1700 м, а в некоторых случаях до 2000—2500 м. По гранулометрическому составу они являются мелкоалевритовыми и алевритово-пелитовыми (табл. 18). В очень редких случаях это тонкие пелитовые илы.

Для илов, как и для более грубозернистых вулканокластических осадков, характерно резкое преобладание продуктов разрушения базальтов и пеплового материала, высокие концентрации железа, титана и некоторых других элементов (см. табл. 17; табл. 19).

Во влажном состоянии илы мягкие, слабо вязкие, окрашены в коричнево-серый цвет. Гистограммы обычно двухвершинны с максимумом во фракции 0,05—0,01 мм и второй вершинкой во фракции 0,005—0,001 мм. Там, где примесь песчаного материала превышает 18—20%, появляется третья вершина.

Минеральный состав этих илов сходен с составом песков и крупных алевролитов. Так, например, на станции 50 преобладают следующие обломочные минералы: вулканический пепел (17%), полевые шпаты (20%), кварц (12%) — в легкой подфракции, титаномагнетит (11%), лимонит (13%), моноклинные пироксены (20%), обыкновенная роговая обманка (9%), вулканический пепел (7%), эпидот-цоизит, гранат — в тяжелой подфракции. Среди биогенных остатков преобладают раковинки фораминифер, спикулы губок, диатомовые.

Легкая крупноалевритовая подфракция илов со станции 199 представлена вулканическим стеклом (20%), полевыми шпатами, кварцем, тяжелая — вулканическим пеплом (33%), моноклинными пироксенами (21%), лимонитом (9%), титаномагнетитом, эпидот-цоизитом, обыкновенной роговой обманкой.

Из вышеизложенного видно, что пирокластический и вулканокластический материал Исландии определяет характер минерального химического состава осадков не только на шельфе, но и далеко за его пределами. Граница такого определяющего влияния может быть проведена по изолинии содержания Fe и Ti, равным соответственно 5,0 и 0,8% (рис. 79—80). За пределами этих изолиний роль вулканокластического и пирокластического

Гранулометрический и химический состав (%) вулка

Фракции (мм), компоненты	Илы мелкоалевритовые													
	41* (217)**	58 (250)	50 (260)	1583 (260)	42 (270)	57 (320)	199 (325)	1574 (390)	1675 (401)	1576 (558)	1575 (570)	56 (620)	55 (650)	
	Гранулометри													
>0,1	19,5	16,8	1,1	3,7	30,4	3,7	26,4	20,0	34,6	9,2	4,7	39,1	15,5	
0,1—0,05	12,9	20,5	12,1	29,3	16,7	14,6	10,5	24,3	10,8	12,7	13,0	13,4	22,0	
0,05—0,01	34,9	30,0	48,5	40,0	26,1	37,8	24,9	24,6	36,7	34,0	41,3	24,0	31,5	
0,01—0,005	—	10,4	—	8,0	6,6	10,0	11,7	7,0	6,4	16,0	16,0	6,5	7,2	
0,005—0,001	—	8,4	—	12,0	11,2	13,9	16,0	15,0	6,0	21,0	17,0	6,0	10,1	
<0,001	—	14,0	—	7,0	9,0	20,0	10,5	9,0	5,4	7,0	8,0	11,0	13,7	
0,1—0,01	47,8	50,5	60,6	69,3	42,8	52,4	35,4	48,9	47,5	46,7	54,3	37,4	53,5	
0,01—0,001	—	18,8	—	20,0	17,8	23,9	27,7	22,0	12,4	37,0	33,0	12,5	17,3	
<0,01	32,7	32,7	38,3	27,4	26,8	43,9	38,2	31,6	17,8	44,1	41,0	23,5	31,0	
Md	0,020	0,028	0,010	0,028	0,190	0,017	—	0,040	0,042	0,010	0,010	0,060	0,029	
S ₀	3,2	3,5	6,3	2,7	4,0	4,8	—	4,0	4,0	3,2	2,8	1,9	3,7	
	Химический состав													
CaCO ₃	14,66	7,73	15,12	5,20	2,55	5,39	24,80	1,10	2,20	36,90	15,00	11,48	3,46	
SiO ₂ аморфн	1,04	4,12	4,01	3,74	1,69	8,15	2,93	3,46	—	—	3,80	2,82	3,87	
C _{орг}	1,39	0,33	1,71	1,10	0,30	1,61	0,83	0,30	0,30	1,30	1,20	0,94	0,04	
Fe	6,96	6,43	9,33	9,65	5,40	6,10	7,09	8,85	6,82	6,71	8,58	7,54	7,60	
Mn	0,12	0,10	0,12	0,12	0,10	0,10	0,10	0,12	0,11	0,22	0,15	0,18	0,17	
Ti	—	1,02	—	—	—	0,97	1,48	—	—	—	—	0,90	1,09	
P	—	0,11	—	—	—	0,17	0,11	—	—	—	—	0,10	0,11	
	Химический состав (в пересчете на													
SiO ₂ аморфн	1,22	4,48	4,72	3,94	1,85	8,76	5,15	3,50	—	—	4,47	3,18	4,09	
C _{орг}	1,65	0,37	2,11	1,21	0,31	1,84	1,17	0,31	0,31	2,14	1,48	1,10	0,04	
	8,39	7,32	11,79	10,73	5,64	7,19	9,82	9,30	7,07	11,04	10,72	8,90	8,37	
	0,14	0,11	0,15	0,14	0,14	0,12	0,14	0,12	0,11	0,36	0,18	0,22	0,19	
	—	1,16	—	—	—	1,14	2,05	—	—	—	—	1,06	1,20	
	—	0,20	—	—	—	0,20	0,16	—	—	—	—	0,11	0,12	

* Номер станции
** Глубина, м.

материала падает: осадки здесь накапливаются под определяющим влиянием трех генетических типов осадочного материала: терригенного, биогенного и вулканогенного. Если же влияние биогенного фактора исключить, пересчитав, например, содержания различных компонентов на бескарбонатно-бескремнистое (обломочное) вещество, то оказывается, что состав обломочной части осадков находится под определяющим влиянием пирокластического и вулканокластического материала далеко за пределами подводного склона о. Исландия (на удалении до 1000 км от берегов этого острова). В этом случае в ареалы интенсивного накопления продуктов вулканов этого острова следует включить области от южных частей Гренландского моря — о. Ян-Майен до Лабрадорского моря. Границами таких ареалов можно

нокластических донных осадков района о. Исландия

	Илы алевритово-пелитовые														Ил пелито- вый
	60 (760)	59 (920)	207/48 (930)	12 (1020)	195 (1345)	205 (136)	1505 (285)	1584 (318)	52 (120)	64 (1260)	1580 (1365)	212 (1550)	79 (1630)	213 (1700)	
	ческий состав														
33,0	17,0	—	0,9	23,0	14,2	0,3	6,4	4,7	25,3	0,7	9,3	3,0	1,6	—	
18,8	20,0	—	5,0	22,4	8,6	3,1	16,2	2,9	12,0	3,3	7,1	5,4	6,2	—	
30,8	44,2	—	44,8	34,0	35,3	34,1	27,4	43,9	17,8	34,1	28,4	26,5	35,7	—	
—	—	—	—	9,3	18,5	17,2	13,0	7,5	8,3	26,0	22,2	8,1	29,5	—	
—	—	—	—	9,3	13,5	33,3	23,0	22,5	16,0	25,0	23,2	23,0	14,6	—	
—	—	—	—	1,8	9,6	12,0	14,0	18,5	20,5	11,0	9,9	34,0	12,4	—	
49,6	64,2	—	49,8	56,4	43,9	37,2	43,6	46,8	29,9	37,4	35,5	31,9	41,9	—	
—	—	—	—	18,6	32,3	50,5	36,0	30,0	24,3	51,0	45,4	31,1	44,1	—	
17,4	18,8	—	49,3	20,5	41,9	62,0	50,0	48,5	44,8	62,0	55,2	65,1	56,5	—	
0,050	0,020	—	—	—	—	0,006	0,010	—	0,010	0,007	—	0,002	—	—	
3,8	2,7	—	—	—	—	2,7	4,5	—	8,2	2,3	—	5,6	—	—	

(натуральный осадок)

0,39	—	5,56	7,62	6,90	26,60	11,00	24,50	2,72	5,57	—	32,10	28,79	23,65	14,64
1,90	1,30	0,86	1,48	0,20	2,51	5,02	4,54	1,86	2,95	—	3,18	3,50	3,12	3,77
0,31	0,25	—	—	0,14	0,49	1,60	1,80	1,36	0,39	—	0,57	0,69	0,53	0,71
6,32	6,76	6,76	7,01	7,85	6,43	7,89	7,87	6,34	5,78	6,30	5,89	5,54	6,55	6,25
0,16	0,16	0,14	0,41	0,12	0,15	0,10	0,09	0,24	0,22	0,12	0,06	0,10	0,09	0,08
0,95	0,87	0,96	1,00	1,45	1,14	—	—	0,74	0,64	—	1,00	0,88	1,11	0,87
0,08	0,12	0,12	—	0,11	0,13	—	—	0,10	0,09	—	0,13	—	0,10	0,06

бескарбонатно-бескремнистое вещество)

1,93	—	0,91	1,61	0,45	3,44	5,74	6,16	1,94	3,25	—	4,72	4,96	4,12	4,45
0,32	—	—	—	0,15	0,70	1,90	2,54	1,43	0,44	—	0,88	1,02	0,73	0,87
6,49	—	7,39	7,59	8,71	9,13	9,58	11,38	6,74	6,34	—	9,18	8,27	9,01	7,73
0,16	—	0,15	0,44	0,13	0,21	0,12	0,13	0,25	0,24	—	0,09	0,15	0,12	0,10
0,98	—	1,05	1,08	1,61	1,62	—	—	0,78	0,70	—	1,56	1,31	1,51	1,08
0,08	—	0,13	—	0,12	0,19	—	—	0,11	0,10	—	2,02	—	0,14	0,07

было бы считать изолинии содержания железа 5,5—6,0%, титана — 0,70% (см. рис. 79—82).

Изучение химического и минерального состава колонок показывает, что и позднетертичные осадки сильно обогащены вулканокластическим и пирокластическим материалом Ti, Fe, P и Mn (см. табл. 18, 19). Это говорит о том, что роль продуктов вулканизма в осадконакоплении изученных районов побережья Исландии была довольно активной и в геологическом прошлом. Этот процесс поставки продуктов вулканизма в прилегающие участки океана, начавшийся, видимо, с момента зарождения о. Исландия, продолжается в течение всего периода, начиная с раннетертичного времени вплоть до наших дней.

Содержание малых элементов в базальтах, лавах и вулканокластических осадках района о. Исландии

Компоненты	Изверженные породы				Среднее в базальтах	Среднее в ультраосновных породах	Пески				Крупные алевриты		Ил мелкоалевритовый			Ил алевритово-пелитовый	Среднее в глинах и сланцах
	1-И (суша)	44 * (217)	41 (910)	2-И (суша)			31 (250)	61 (340)	68 (410)	67 (440)	66 (280)	209/50 (490)	58 (250)	57 (320)	55 (650)		
Ba (10^{-2} %)	<2,0	2,9	<2,0	<2,0	3	0,1	20,0	30,0	22,0	20,0	—	86,0	20,0	20,0	42,0	45,0	80
Cr (10^{-3} %)	16,0	2,0	9,8	88,7	20	200	9,6	16,5	9,6	11,6	9,5	2,3	10,1	10,3	12,3	3,3	10
Zr (10^{-2} %)	2,5	5,6	5,6	2,8	10	3	20,0	22,0	20,0	24,0	27,0	7,0	21,0	23,0	33,0	<5,0	20
Ni (10^{-3} %)	33,0	1,0	5,2	45,4	16	200	2,9	6,7	3,1	5,3	3,5	1,0	3,7	3,9	4,0	1,8	9,5
V (10^{-2} %)	64,0	88,0	70,0	83,9	20	4	15,0	40,0	40,0	26,0	20,0	2,5	19,0	28,0	27,0	1,0	13
Ma (10^{-4} %)	9,8	8,3	5,0	5,0	0,14	0,02	—	5,0	5,0	0,5	0,5	0,5	—	0,5	0,5	<0,5	0,2
Ge (10^{-4} %)	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	0,15	0,1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	<0,5	0,2
Be (10^{-4} %)	<1,0	1,0	<1,0	<1,0	0,04	0,02	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1	0,3

* Номер станции.

** Глубина, м.

Примечание. 1-И анализировался образец лавы, отобранной в окрестностях Рейкьявика; 44 — обломок диабазы, поднятый в Датском проливе; 41 — обломок диабазового порфирита из того же района; 2-И — андезитовый порфирит, отобранный в окрестностях Рейкьявика. Средние содержания элементов в изверженных и осадочных породах даны по А. П. Виноградову.

Малые элементы определены количественным спектральным методом (Мейштас, 1970) в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИОАН СССР (аналитик Г. С. Хандрос).

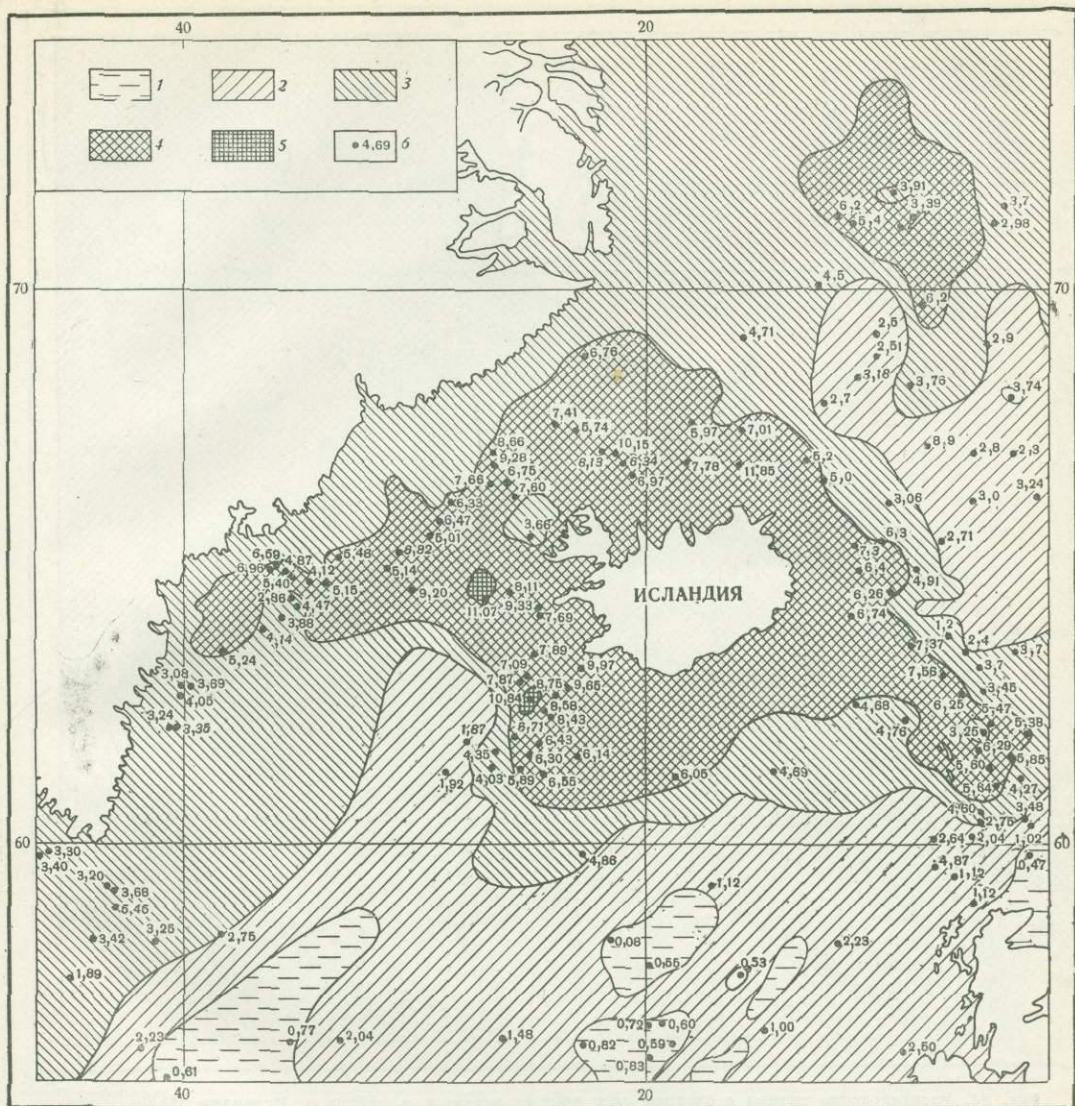


Рис. 79. Распределение железа в верхнем слое донных осадков в районе о. Исландия, %

1 — 1; 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — 5—10; 5 — 10; 6 — местоположение изученных проб и фактическое содержание

ВПАДИНА КИНГА

Полигон I ($42^{\circ}55' - 43^{\circ}15'$ с. ш., $19^{\circ}20' - 19^{\circ}45'$ з. д.) находится на восточном окончании хребта Палмер, являющемся поперечной (широтной) ветвью Срединно-Атлантического хребта (рис. 83). Почти посредине полигона с запад-северо-запада на восток-юго-восток проходит впадина глубиной до 5500 м. Для впадины характерно плоское дно, пологий южный и более крутой (в среднем 15°) северный склоны. Превышение северного склона над дном долины составляет около 200 м.

В 6-м рейсе «Академика Курчатова» во впадине Кинга были подняты коренные породы и донные осадки драгой (станция 431, Д-2, глубина 5240—560 м) и тралом «Галатей» (станция 431, Т-1, глубина 5946—5976 м), донные осадки ударной трубкой (станция 431-1, глубина 5900 м) и дночерпа-

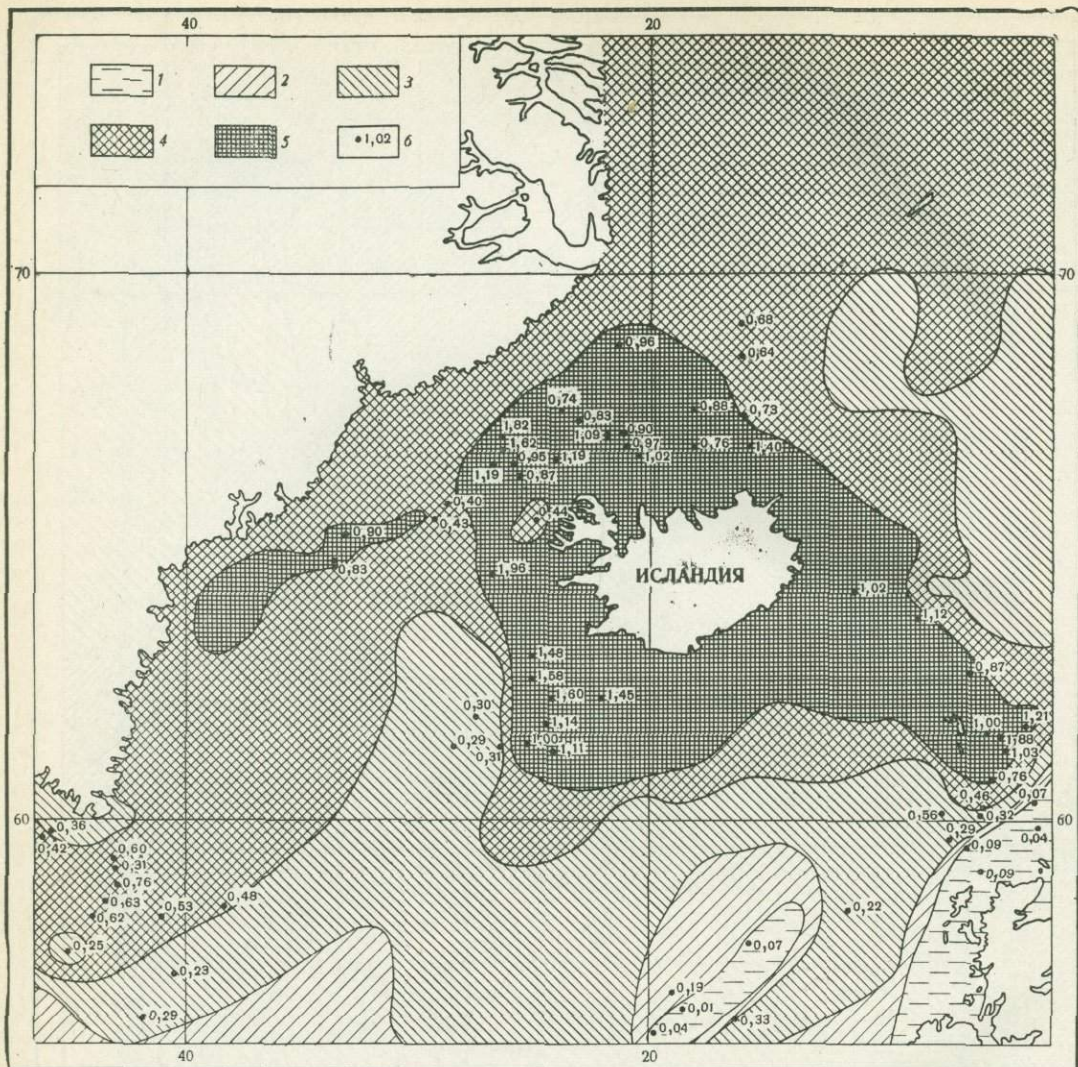


Рис. 80. Распределение титана в верхнем слое донных осадков в районе о. Исландия, %

1 — 0,10; 2 — 0,10—0,20; 3 — 0,20—0,40; 4 — 0,40—0,80; 5 — 0,80; 6 — местоположение изученных проб и фактическое содержание

телем (станция 431-2, глубина 4650 м). На северном склоне впадины (станция 431-1) поднята колонка (длина 268 см). Описание некоторых из этих проб дано в табл. 20. В илах со станции 431-2 встречаются редкие гнезда голубовато-серого ила диаметром до 5 мм, слабоокатанная галька и угловатый щебень гранитов, гнейсов и базальтов. Драгирование северного склона (станция 431, Д-2) показало, что на нем распространены неокатанные или слабоокатанные обломки (размером до 10×5×5 см) базальтов, диабазов, гранитов, гнейсов, пемзы, туфов, кварцитов, кварца, известняков, алевролитов, сланцев, каменного угля, судового шлака. Аналогичные обломки принесены и тралом со дна впадины. Поверхность некоторых обломков была покрыта илом. Обломки этих пород, очевидно, лежат в иле, а не слагают выходы коренных пород. Большая часть обломочного материала, поднятого драгой и тралом, видимо, представлена материалом ледового разноса. Возможно, это и балласт, выброшенный за борт с проходящих кораблей.

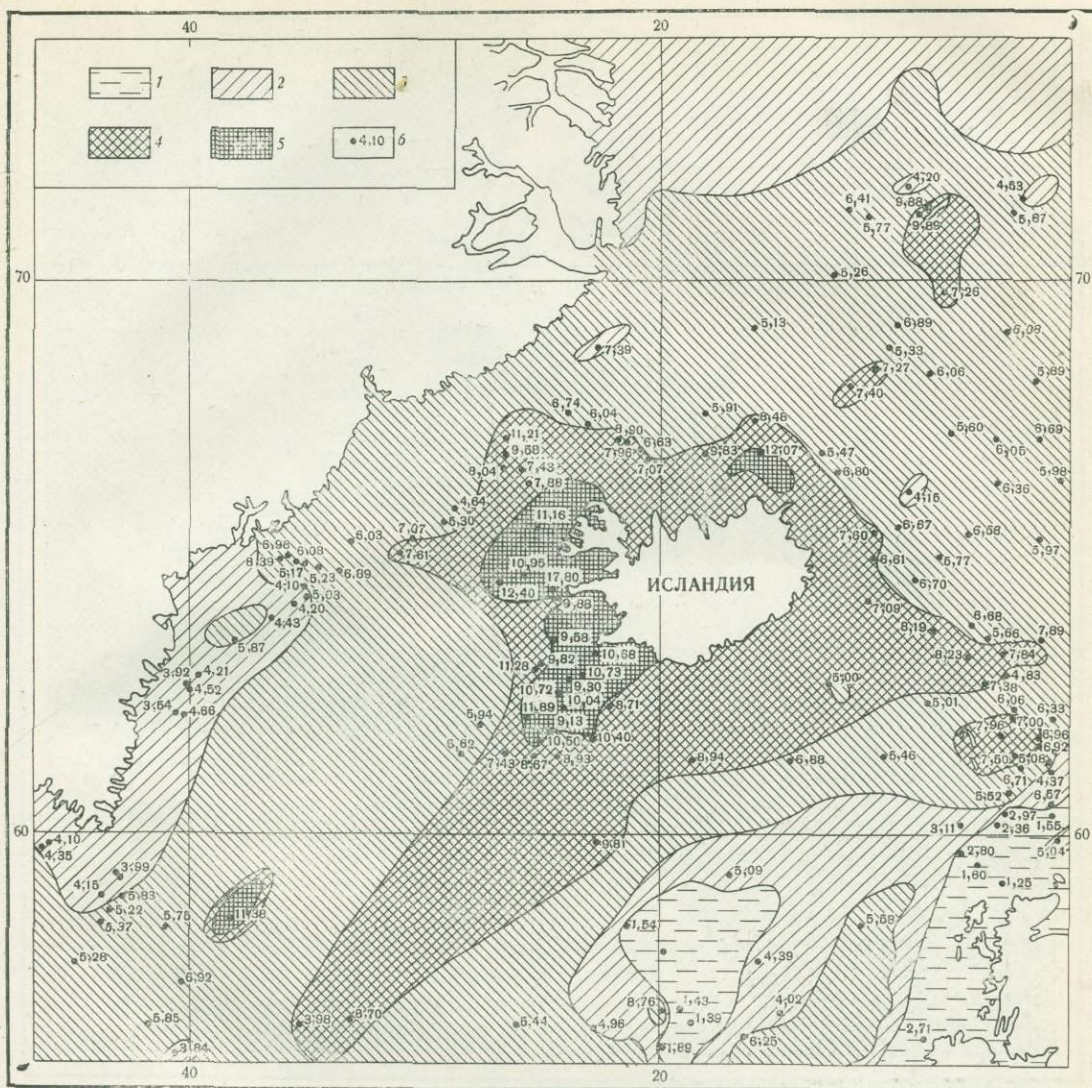


Рис. 81. Распределение железа в верхнем слое донных осадков в районе о. Исландия (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество, %)

1 — 3; 2 — 3—5; 3 — 5—7; 4 — 7—10; 5 — 10 ; 6 — местоположение изученных проб и фактическое содержание

Рассматривая характер изменения содержаний различных минералов и фракций колонки 431-1 (рис. 84, табл. 21), можно сделать следующие выводы.

1. Поверхностный (0—10 см) слой осадка отличается очень малым выходом тяжелой крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) подфракции. Однако эта подфракция обогащена пироксеном (в основном, моноклинным), гранатом, эпидотом и роговой обманкой. Здесь же отмечается оливин (до 10%) и вулканическое стекло (до 0,8%).

2. В слое 30—60 см, состоящем из среднезернистых песков, отмечен повышенный выход тяжелой подфракции.

3. В нижней половине колонки появляются горизонты с повышенным содержанием алевритовой (горизонт 180 см) и песчаной (горизонт 265 см) фракций. Однако они не сопровождаются закономерным увеличением со-

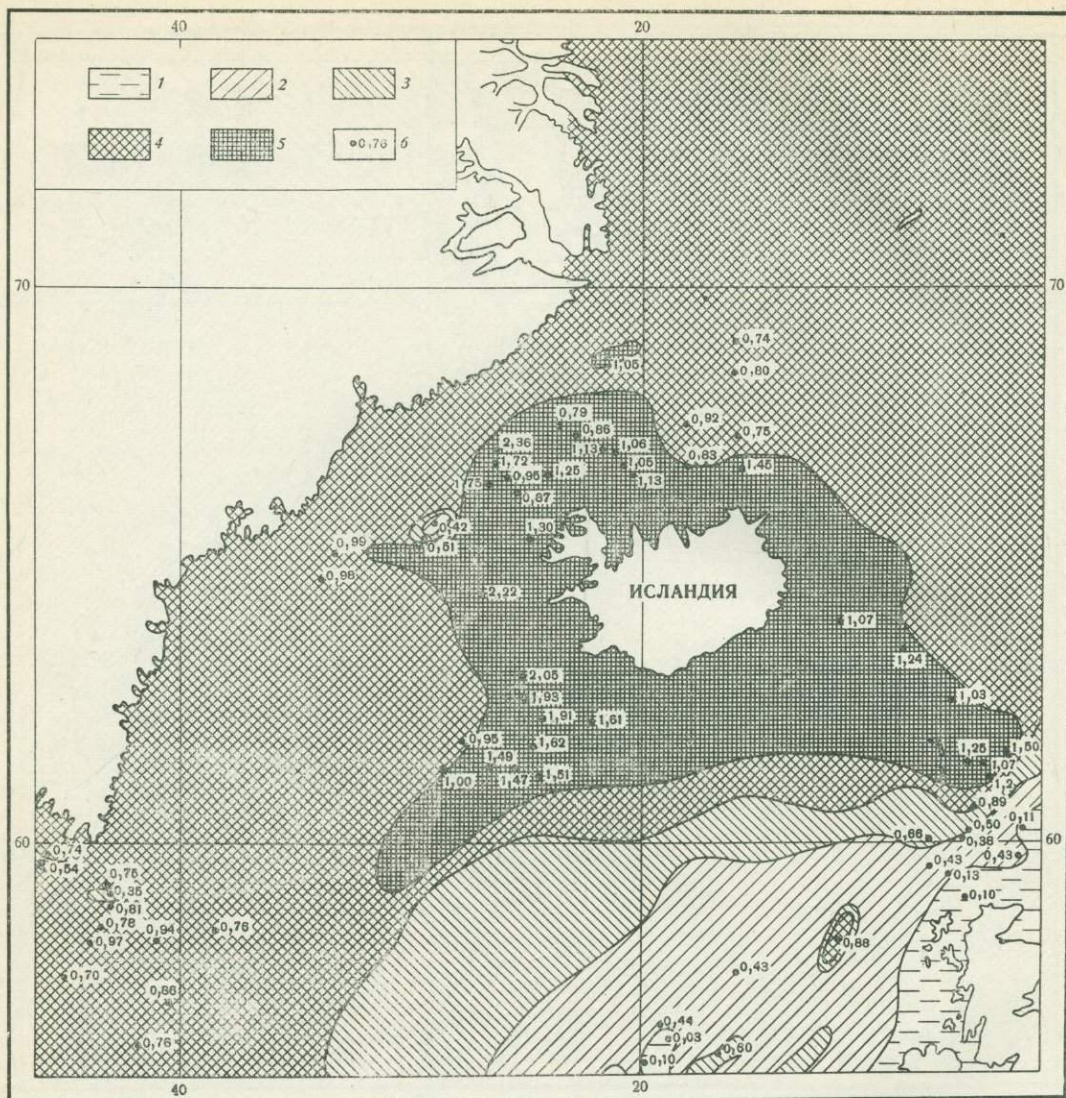


Рис. 82. Распределение титана в верхнем слое донных осадков в районе о. Исландия (в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество, %)

1 — 0,20; 2 — 0,20—0,50; 3 — 0,50—0,70; 4 — 0,7—1,0; 5 — 1,0; 6 — местоположение изученных проб и фактическое содержание

держаний тяжелых минералов, за исключением магнетита (горизонт 135—180 см), чем обусловлен и несколько повышенный здесь выход тяжелой подфракции.

4. Характер изменения роговой обманки и граната аналогичны между собой. Эта пара минералов имеет высокую корреляционную связь. Эта связь, очевидно, обусловлена тем, что роговая обманка и гранат попадают в осадок из одного источника. В данном случае источником граната и роговой обманки могут быть коренные породы, слагающие хребт Палмер. По-видимому, на хребте Палмер имеются породы, содержащие гранат, роговую обманку, эпидот, пироксен. Ясно, что одни базальты, угловатые обломки которых поднимались драгой, не могут обеспечить такой комплекс минералов в осадках. Очевидно, здесь обнажаются и какие-то гранат- и эпидот-

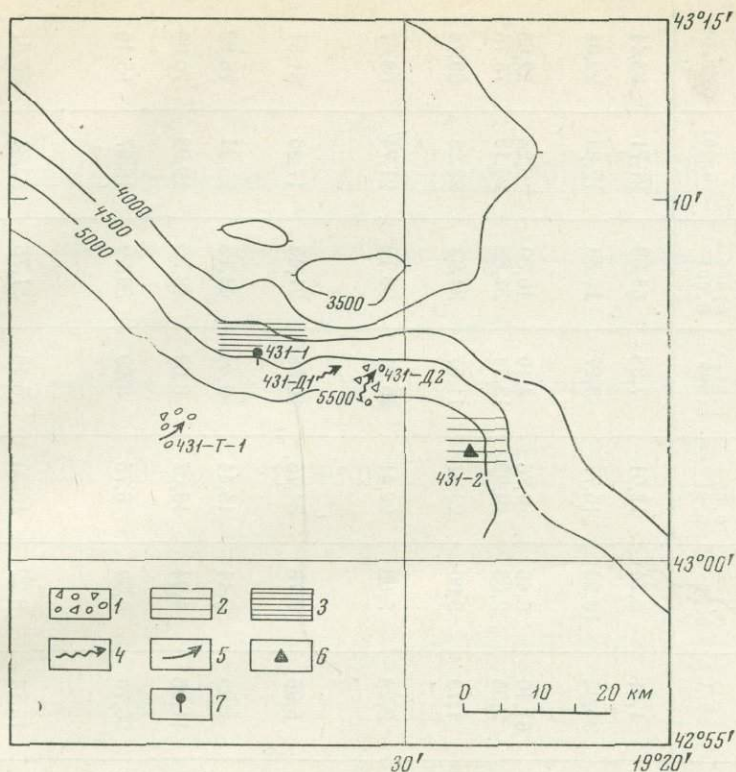


Рис. 83. Местоположение станций и распределение осадков на полигоне 1 (впадина Кинга)

1 — гравий и обломки разного состава; 2 — алевритово-пелитовый ил; 3 — пелитовый ил; 4 — линии драгирования; 5 — линия траления; 6 — местоположение дночерпательной станции; 7 — место взятия осадка прямоточной трубкой

содержащие породы. Ими могут быть гранатовые гнейсы. Обломки их поднимались драгой в очень большом количестве.

Айсберги, несущие также алевритовый материал, вряд ли могут способствовать накоплению минералов с такой высокой корреляционной связью, так как трудно предположить, что они приплывали в данный район со стороны одной и той же питающей петрографической провинции. Судя по набору гравийного и галечного материала, обломочный материал, поставляемый айсбергами, весьма разнообразен. Его однородность на протяжении какого-то длительного времени айсберги обеспечить не могут. Следовательно, материал, приносимый этим агентом, может лишь уменьшать высокую корреляционную связь минералов в осадке.

По химическому составу осадки довольно неоднородны: в колонке имеются прослойки как типично терригенных осадков с содержанием CaCO_3 менее 10%, так и типично фораминиферовых с содержанием этого компонента до 80,69% (табл. 22). Аморфного кремнезема, органического углерода и фосфора мало. Сравнительно мало в них также железа и титана. Это отличает осадки впадины Кинга от типичных вулканических отложений района Исландии, в которых концентрации этих компонентов примерно в 2 раза выше. Марганец содержится в повышенных количествах: на горизонте 80—87 см осадки являются терригенными слабоизвестковыми — слабомарганцовистыми. Повышенные концентрации марганца обусловлены здесь скорее всего скоплением подвижных форм этого элемента (Mn^{4+}). Однако в тех случаях, когда его содержания не превышают 0,07—0,10%, он обычно связан с обломочным веществом. Так, например, на станции 431-2 (горизонт 0—10 см)

Гранулометрический состав (%) осадков Срединно-Атлантического хребта в районах полигонов I, II и V

Место отбора	Горизонт, см	Тип осадка	Гранулометрический состав (фракции, мм)							
			>1,0	>0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	0,005— 0,001	<0,001	<0,01
Станция 431-1, глубина 5900 м (43°05,5' с. ш., 19°35,2' з. д.)	1—10	Ил пелитовый, фораминиферовый, сильноизвестковый, серо-желтый	0,0	1,21	2,74	12,61	7,35	54,38	21,71	83,44
	32—40	Песок среднезернистый, известковый, фораминиферовый, серо-желтый	0,0	36,92	18,26	15,77	3,27	12,88	12,88	29,04
	45—50	То же	2,42	61,10	6,46	9,76	4,10	10,30	8,28	22,68
	54—60	Ил пелитовый, терригенный, слабоизвестковый, серо-желтый	0,0	2,35	2,68	19,22	13,74	37,88	24,13	75,75
	92,5—98	Ил алевроитово-пелитовый, терригенный, слабоизвестковый, темный, зеленовато-серый	0,0	1,78	5,00	23,47	11,57	34,93	23,25	69,74
	130—140	Ил алевроитово-пелитовый, терригенный, слабоизвестковый, пятнистый, темный, зеленовато-серый с серо-желтыми пятнами	0,0	3,23	5,68	22,41	10,81	36,12	21,74	68,67
	180—190	Ил алевроитово-пелитовый, терригенный, слабоизвестковый, зеленовато-серый	0,0	5,96	7,78	34,75	12,88	21,43	17,20	51,51
	237—249	Ил пелитовый, терригенный, темный, зеленовато-серый	0,0	2,29	3,44	15,44	9,44	44,13	25,24	78,82
260—265	Ил пелитовый, фораминиферовый, сильноизвестковый, палевый	0,0	11,95	4,94	13,07	6,69	43,36	19,98	70,03	
Станция 431-2, глубина 4050 м (43°03,0' с. ш., 19°27,5' з. д.)	0—10	Ил алевроитово-пелитовый, фораминиферовый, сильноизвестковый, палевый	0,37	26,70	9,39	8,75	8,29	30,29	16,57	55,16
Станция 432, Д-9, глубина 2800—2943 м (40°23,2' с. ш., 29°27,9' з. д.)	0—50	Ил алевроитово-пелитовый, фораминиферовый, палевый	0,0	15,74	8,22	15,53	6,40	31,78	22,34	60,51

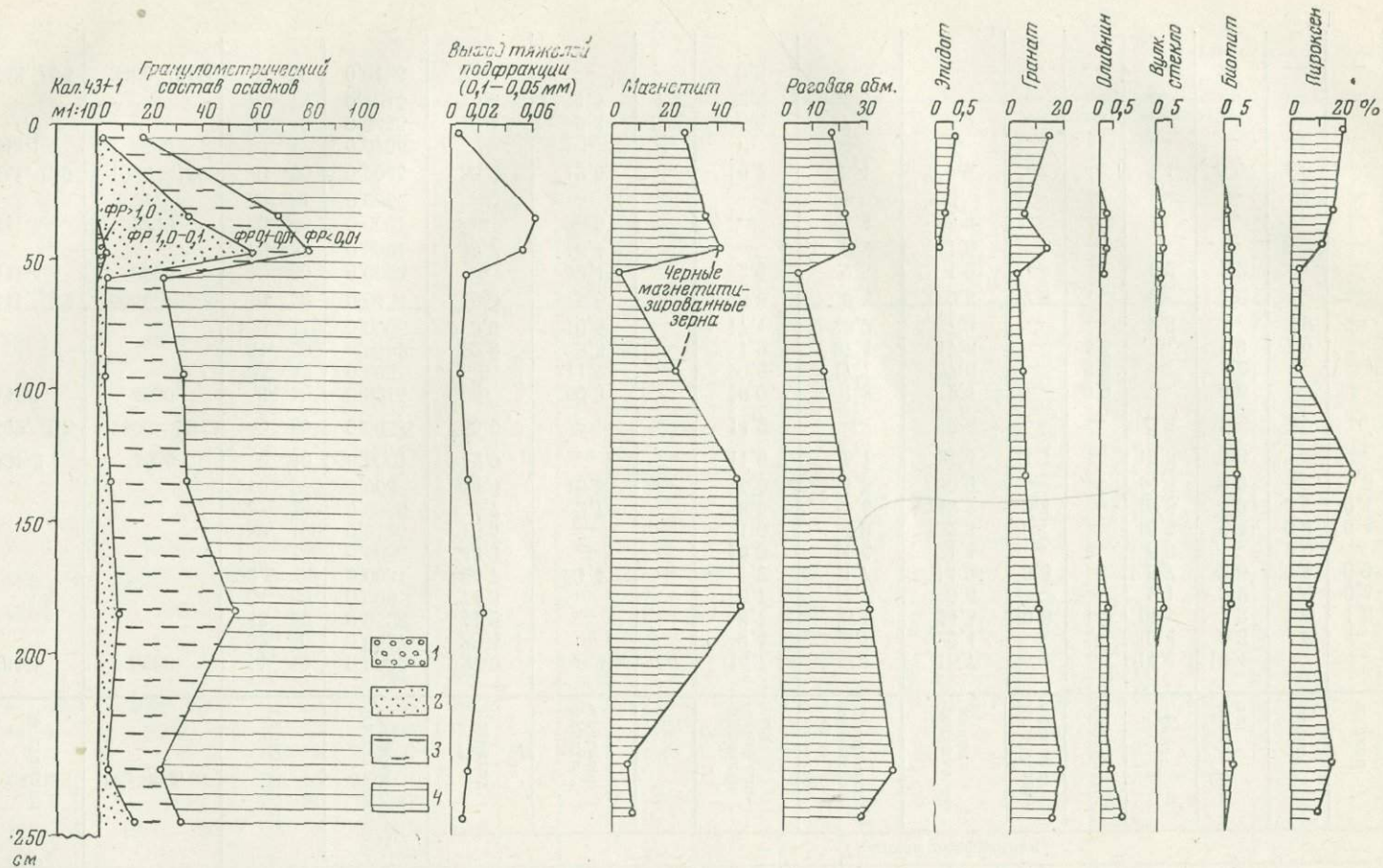


Рис. 84. Литограмма колонки 431-1

Гранулометрические фракции: 1 — 1,0 мм; 2 — 1,0—0,1 мм; 3 — 0,1—0,01 мм; 4 — < 0,01 мм

Минеральный состав крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 мм) осадков Срединно-Атлантического хребта (полигоны I, II, V и IV)

Полигон	№ станции	Глубина, м	Горизонт, см	Выход тяжелой подфракции, %	Тяжелая подфракция												
					магнетит	рудные красные	пирит	пироксен монокли- нный	пироксен ромбический	роговая об- манка	актинолит- тремолит	амфиболы	гранат	эпидот-цон- зит	биотит	циркон	шпинель
I	431-1	5900	1—10	0,0002	27,0	8,3	—	16,7	2,1	16,7	—	—	14,6	10,4	—	—	
			32—40	0,0617	35,4	—	—	9,4	5,7	22,4	—	—	10,4	8,3	1,6	—	—
			45—50	0,0525	41,9	—	—	4,7	5,5	24,3	0,8	—	14,1	1,2	1,9	1,6	—
			54—60	0,008	74,3	—	—	0,7	1,7	5,6	—	—	2,1	3,2	1,4	0,4	—
			92,5—98	0,0031	24,7	1,4	—	1,2	1,7	14,9	0,3	—	5,7	2,6	0,3	0,9	—
			130—140	0,0085	48,3	—	—	10,0	11,4	21,4	—	—	5,9	—	3,0	—	—
			180—190	0,0185	10,5	—	—	1,6	4,0	32,3	—	—	10,5	2,4	0,4	0,4	—
			237—249	0,0056	6,7	2,7	—	8,0	5,8	42,2	0,4	—	18,8	4,0	2,7	0,4	—
			260—265	0,008	14,6	10,8	—	5,5	1,8	30,9	—	—	14,5	9,0	—	1,8	—
			431-2	4650	0—10	0,0001	42,9	—	—	11,0	5,1	21,4	1,1	—	15,3	0,3	—
II	432, Д-5	2802—2943	0—50	0,005	50,0	—	—	14,2	—	5,8	—	—	0,5	+	—	—	
IV	441-1	4900	0—10	0,0215	+	50,3	—	19,0	1,8	2,4	—	—	0,9	—	—	—	
			35—42	0,005	6,5	11,2	—	20,0	17,1	27,6	—	6,5	—	1,2	—	—	1,2
			51—60	0,0032	22,9	8,3	—	1,9	27,4	17,8	—	4,4	—	1,9	1,9	—	—
			100—110	0,0006	3,9	10,5	—	17,1	28,9	7,9	—	—	1,3	—	3,9	—	1,3
	441, Д-2	5040—5320	0—20	0,0434	16,5	6,6	—	38,8	0,8	0,8	7,4	—	—	1,6	—	—	
	441-4	3000	40—50	0,0003	—	—	49,4	—	2,5	2,5	1,2	—	—	1,2	—	—	+
			76—85	0,0001	19,7	16,4	—	—	—	3,2	1,6	—	—	—	—	3,2	—
	441-6	2740	30—40	0,0001	—	—	36,5	—	—	—	5,8	—	—	—	—	—	—
			70—81	0,0067	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
	441, Д-9	1960—1800	0—50	0,0045	30,6	12,6	—	—	16,2	5,4	9,9	—	—	5,4	0,9	1,8	—
443-1	4600	10—17	0,0108	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	
		30—40	0,0446	19,4	5,3	5,7	5,6	17,8	3,2	—	—	—	—	—	—	—	
		70—75	0,1015	14,4	1,5	4,2	22,5	32,8	—	—	—	—	—	—	—	—	
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	78,7	—	—	—	9,5	—	—	—	—	—	—	—		

Таблица 21 (окончание)

Полигон	№ станции	Глубина, м	Горизонт, см	Выход тяжелой подфракции, %	Тяжелая подфракция							Легкая подфракция															
					оливин	вулканическое стекло	вулканический песок	кости, зубы, чешуя рыб	шамозит	арагонит	серпентин	прочие	кварц	полевые шпаты	железисто-глинистые агрегаты	биогенные обломки карбонатов	фораминиферы	биогенные обломки кремнистые	диатомовые	кальцит	вулканический пепел, стекло	серпентин	прочие				
I	431-1	5900	1—10	0,0002	—	—	—	2,0	2,1	—	—	—	2,4	2,4	—	47,2	47,2	0,9	—	—	—	—	—	—	—		
			32—40	0,0617	1,0	0,5	—	—	—	—	—	—	5,3	21,0	5,6	—	10,8	62,4	—	—	—	—	—	—	—	0,2	
			45—50	0,0525	0,8	0,8	—	—	—	—	—	—	2,0	23,7	6,3	—	40,5	27,5	—	—	—	—	0,9	—	—	1,1	
			54—60	0,008	0,7	—	—	—	—	9,6	—	—	0,3	12,9	6,3	34,0	20,5	25,3	—	—	0,6	0,3	—	—	—	0,1	
			92,5—98	0,0031	0,8	0,2	—	—	—	44,2	—	—	1,1	15,4	7,3	62,8	6,7	7,0	—	0,3	0,3	—	—	—	—	—	0,2
			130—140	0,0085	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17,4	8,5	47,3	8,5	17,4	0,3	—	0,3	0,3	—	—	—	—	—
			180—190	0,0185	2,0	—	—	—	0,4	29,8	—	—	6,7	17,6	5,0	62,8	2,9	9,4	0,7	—	0,9	0,5	—	—	—	—	0,2
			237—249	0,0056	2,2	—	—	—	—	5,8	—	—	0,3	4,9	3,3	8,2	32,6	49,4	0,5	0,8	—	—	—	—	—	—	0,3
			260—265	0,008	5,5	—	—	—	—	5,4	—	—	0,2	1,5	1,0	—	26,0	71,4	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
			431-2	4650	0—10	0,0001	2,9	—	—	—	—	—	—	2,1	1,0	0,8	16,5	78,6	—	0,8	—	—	—	—	—	—	—
II	432, Д-5	2802—2943	0—50	0,005	9,5	+	12,1	—	—	+	+	7,3	1,5	1,8	3,0	11,9	74,7	0,5	0,8	0,2	3,3	+	2,3	—	—		
IV	441-1	4900	0—10	0,0215	21,6	—	—	—	—	0,3	—	3,1	0,3	2,3	—	20,7	71,2	—	—	—	—	—	—	—	3,7	1,8	
			35—42	0,005	—	7,6	—	—	—	—	—	—	1,2	—	0,8	—	8,0	90,0	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—
441-4	3000	51—60	0,0032	5,7	1,9	—	—	—	—	—	1,3	2,5	1,9	0,2	—	6,0	94,0	—	—	—	—	—	—	—	+	—	
		100—110	0,0006	2,6	2,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,9	12,1	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—
441, Д-2	5040—5320	0—20	0,0434	26,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	0,8	5,1	5,1	9,0	76,5	0,4	—	—	—	—	3,1	0,8	
441-6	2740	40—50	0,0003	1,5	—	—	—	—	—	—	1,2	11,7	27,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	
		76—85	0,0001	4,9	32,7	—	—	—	—	—	—	1,6	4,9	11,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—
441-9	1960—1800	30—40	0,0001	—	—	—	—	—	—	—	1,9	—	28,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		70—81	0,0067	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
443-1	4600	0—50	0,0045	17,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		10—17	0,0108	+	+	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	30—40	0,0446	13,8	1,6	—	—	—	—	—	8,1	+	19,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80,0	—
		70—75	0,1015	10,8	—	—	—	—	—	—	—	9,2	+	4,6	5,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	66,1
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	6,6	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Не исследовалась	6,0	93,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0045	17,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		70—75	0,1015	10,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	6,6	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Не исследовалась	6,0	93,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	6,6	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Не исследовалась	6,0	93,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	6,6	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Не исследовалась	6,0	93,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	6,6	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Не исследовалась	6,0	93,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	6,6	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Не исследовалась	6,0	93,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	6,6	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Не исследовалась	6,0	93,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
443, Д-6	3460—3120	0—50	0,0135	6,6	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Не исследовалась	6,0	93,1	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 22

Химический состав донных осадков (%) на полигоне I

Место отбора	Горизонт, см	Натуральный осадок							В пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество					
		CaCO ₃	SiO ₂ аморфн	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P	SiO ₂ аморфн	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P
Станция 431-1, глубина 5900 м	1—10	53,97	0,45	0,21	2,64	0,19	0,23	0,04	0,98	0,46	5,82	0,42	0,51	0,09
	40—45	48,48	0,79	0,05	4,52	0,11	0,25	0,03	1,53	0,10	8,92	0,22	0,49	0,06
	80—87	18,28	1,17	0,24	4,14	0,28	0,40	0,05	1,44	0,30	5,16	0,35	0,50	0,06
	104—110	24,26	0,93	0,16	3,82	0,11	0,37	0,05	1,23	0,21	5,12	0,15	0,50	0,07
	130—140	22,38	1,05	0,24	4,14	0,11	0,40	0,04	1,36	0,31	5,42	0,14	0,52	0,05
	180—190	23,15	1,24	0,21	4,05	0,20	0,35	0,05	1,62	0,28	5,37	0,26	0,46	0,07
	214—220	9,64	1,07	0,45	4,52	0,06	0,52	0,05	1,19	0,50	5,09	0,07	0,59	0,06
	252—260	70,04	0,97	0,11	1,70	0,08	0,14	0,03	3,25	0,38	5,89	0,28	0,48	0,10
	265—268	75,41	0,78	0,16	1,22	0,09	0,12	0,04	3,19	0,67	5,16	0,38	0,51	0,17
Станция 431-2, глубина 4650 м	0—10	80,69	0,75	0,21	1,48	0,05	0,06	0,03	3,93	1,13	8,07	0,27	0,33	0,16

Мп⁴⁺ вовсе не обнаружен: в данной пробе этот элемент является полностью обломочным. Железо же, наоборот, представлено на этой станции на 96% подвижной формой Fe³⁺ и на 2% подвижной формой Fe²⁺. Обломочного же железа здесь очень мало.

В пробе станции 431-2 (горизонт 0—10 см) определено от 0,06% Си, 0,011% Zn и 1·10⁻⁵ % Hg.

РАЙОН СЕВЕРНЕЕ АЗОРСКИХ ОСТРОВОВ

Полигон II (39°50'—41°30' с. ш., 28°40'—30°00' з. д.) расположен в районе пересечения меридиональной рифтовой долины с широтной долиной, образовавшейся в результате поперечного разлома (рис. 85). Максимальные глубины этих долин, имеющих V-образный поперечный профиль, соответственно 2950 и 3360 м. В месте пересечения долин находится котловинка, вытянутая в широтном направлении, глубиной до 3400 м.

Данные промера и сейсмопрофилирования показали, что центральные части долин заполнены осадками, в результате чего дно здесь ровное, горизонтальное. Борты же долин, а также вершины возвышенностей и гор лишены осадочного покрова и состоят из коренных, в основном изверженных и осадочных пород. Обломки этих пород, поднятые драгами, представлены базальтами, габбро, перидотитами, серпентинитами, мелом, мелоподобными известняками и осадочными брекчиями. Кроме того, было поднято небольшое количество пород, чуждых рифтовой зоне. Они представлены окатанными гальками, иногда со следами ледниковой штриховки, гранитов, гранодиоритов, доломитов, мраморизованных известняков, метаморфических (гнейсов, кристаллических сланцев) и метаморфизированных пород, кусочками пемзы и судового шлака.

Базальтами сложены склоны и вершины подводных гор как в меридиональной, так и в широтной рифтовых долинах. Габбро было поднято только на южном борту широтной долины на двух станциях (432, Д-1 и 432, Д-3). На этих же станциях были подняты и обломки перидотитов и серпентинитов. Известковые и известково-железистые брекчии были подняты на станции 444 (Д-2), мелоподобный фораминиферовый известняк — на станции 432 (Д-5).

На полигоне были подняты пробы осадков ударной трубкой и драгами (см. рис. 85). Полученные данные показали, что в долинах и у подножия склонов осадки имеют повышенную мощность и представлены алевроитово-пелитовыми и пелитовыми известковыми фораминиферовыми илами с прослоями песков и включениями обломков изверженных пород гравийной и более крупной размерности. В колонке (станция 432) длиной 364 см выделяется по меньшей мере 5 горизонтов (19, 125, 140, 320, 330 см), содержащих прослой в 1,0—1,5 см, обогащенные песком. В некоторых прослоях видна косяя слоистость. Такие прослой, очевидно, образовались в результате переноса грубозернистого материала со склонов близлежащих гор и возвышенностей мутьевыми потоками. Обломочный материал в песчаных прослоях представлен обломками местных пород и минералов, их слагающих: серпентинитами, серпентинизированными перидотитами, базальтами, арагонитом. Реже (горизонты 238—239 и 330 см) встречается вулканическое стекло и вулканический пепел. Для верхней половины колонки характерен биотит буровато-зеленой окраски, тогда как в нижней ее части распространен в основном биотит лимонно-желтого цвета. Из перечисленных минералов наибольший интерес имеет арагонит, представленный призматическими кристаллами, радиально-лучистыми сростками и агрегатами призматических кристаллов. Большая часть кристаллов покрыта темно-бурой железисто-марганцевистой пленкой. Исследование арагонита в иммерсии показало, что он имеет большое сходство с арагонитом, развитым в серпентинизированных перидотитах, серпентинитах, арагонитовых брекчиях и

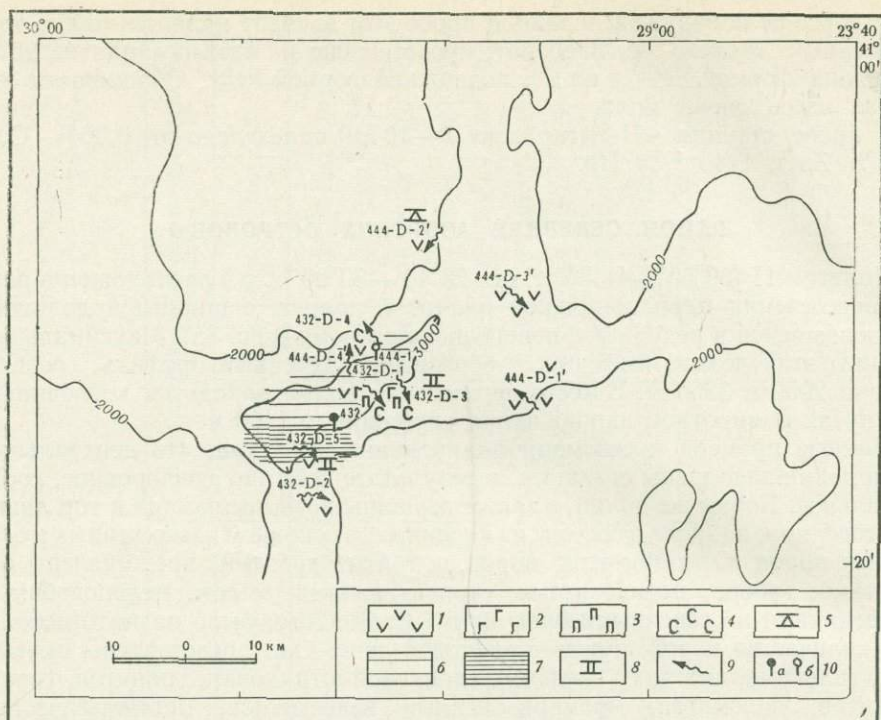


Рис. 85. Местоположение станций и распределение пород и осадков на полигоне II (район севернее Азорских островов)

1 — 8 — распределение пород и типов осадков: 1 — базальтов; 2 — габбро; 3 — перидотитов; 4 — серпентинитов; 5 — осадочных брекчий; 6 — алевропитового ила; 7 — пелитового ила; 8 — известняков; 9 — линии драгирования; 10 — места взятия осадка прямой трубой: а — удачного (осадок есть); б — неудачного (осадка нет)

желваках на станции 432 (Д-3). Тесная ассоциация арагонита в осадках колонки 432 с заведомо кластическими зернами (серпентинитами, серпентинизированными перидотитами) свидетельствует о его переотложенном характере. Очевидно, кристаллы арагонита попали в осадок вместе с обломками серпентинита и серпентинизированного перидотита из одного источника — из коренных пород, обнажающихся на склонах рифтовой долины.

Ил, поднятый драгами (станция 432, Д-3 и Д-5), был промыт на лотке до серого шлиха. Затем часть этого шлиха была подвергнута делению в тяжелых жидкостях (бромформе и метилена), а тяжелая подфракция разделена на электромагните. Результаты шлихового анализа по этим двум станциям сведены в табл. 23.

Оценивая в целом состав минералов шлиха, мы должны отметить некоторые отличия в осадках, поднятых драгами 3 и 5 (станция 432). В осадках драги 3 отмечены хромит, шпинель, характерны оливин, пироксен, бацит, арагонит. В осадках драги 5 характерны вулканическое стекло, плагиоклазы и кварц. Серпентин характерен для осадков обеих станций. Эти различия в минеральном составе шлиха мы объясняем тем, что петрографический состав питающих провинций различен. Для осадков драги 3 состав области сноса будет преимущественно ультрабазитовый. Вулканическое стекло здесь является скорее всего пирокластикой. Для осадков драги 5 область сноса сложена в основном базальтами. Этот вывод подтверждается и результатами драгирования. В осадках драги 3 каменный материал представлен почти на 80—90% серпентинитами и перидотитами, а драги 5 — в основном базальтами. Таким образом, следует сделать заключение, что по составу минера-

Минеральный состав шлихов (%) фракции 0,25—0,5 мм поверхностных осадков полигона II

Место отбора	Тип фракции	Магнетит	Хромит	Лимонит	Шпинель	Оливин	Пироксен	Роговая обманка	Серпентин	Бастит	Серпентинизированные зерна	Вулканическое стекло	Гранат	Арагонит	Биотит	Плагиоклазы	Кварц	Обломки раковин	Обломки пород	Фораминиферы
Станция 432, Д-3	Легкая (уд. вес < 3,2)	—	—	—	—	—	2,8	0,9	86,2	2,5	—	0,6	—	2,8	—	—	—	4,2	—	—
	Тяжелая (уд. вес > 2,89)	7,9	0,3	1,9	0,3	0,6	13,4	—	—	1,0	—	1,3	—	60,8	0,6	—	—	3,5	8,3	—
	1-я электромагнитная	—	—	—	0,3	3,1	44,0	—	0,3	10,6	—	1,2	0,2	37,8	—	—	—	1,7	—	0,6
	2-я электромагнитная	—	—	—	—	3,7	63,8	0,4	—	—	—	—	—	29,8	—	—	—	2,2	—	—
	3-я электромагнитная	1,6	—	1,0	—	0,5	—	—	95,2	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	—	—
Станция 432, Д-5	Тяжелая (уд. вес > 3,2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	—	—	—	57,9	13,5	—	—	27,0
	Легкая (уд. вес < 2,89) незлектромагнитная	2,6	—	—	—	2,9	—	—	60,5	—	—	12,9	—	—	—	14,8	1,6	—	—	4,8
	1-я электромагнитная	2,7	—	—	—	5,4	1,0	—	5,1	—	—	66,3	—	—	—	13,5	0,7	—	—	5,4
	2-я электромагнитная	—	—	—	—	—	1,4	—	—	—	—	2,1	—	1,4	—	47,0	8,3	—	—	39,7
	3-я электромагнитная	33,6	—	—	—	—	—	0,8	—	—	44,2	10,8	0,8	1,4	—	5,1	—	—	—	33,0
	Тяжелая (уд. вес > 2,89) магнитная	1,1	—	—	—	—	—	—	95,7	—	—	—	—	—	—	3,2	—	—	—	—
	1-я электромагнитная	2,4	—	—	—	—	6,4	—	85,5	—	—	2,0	1,3	—	—	2,4	—	—	—	—
2-я электромагнитная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

лов шлиха поверхностного слоя осадков можно довольно уверенно судить о петрографическом составе коренных пород рифтовой зоны.

Химический состав осадков полигона II такой же, как и типичных фораминиферовых илов. Лишь прослой песка (станция 432, горизонт 330—330,5 см), состоящего из серпентина, кальцита и бастита, характеризуется повышенными содержаниями железа (4,12%), марганца (0,11%), меди (0,016%) и цинка (0,019%).

РАЙОН 30° СЕВЕРНОЙ ШИРОТЫ

Полигон IV (29°20'—30°20' с. ш., 41°50'—43°20' з. д.) расположен в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта к югу от Азорских островов. На полигоне выделяются северная и южная рифтовые долины и поперечный желоб (рис. 86).

Вершины гор и склоны долин сложены в основном базальтами и габбро. Реже встречаются серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, мел, мелоподобные известняки, осадочные брекчии, базальтовые и габбровые милониты. В небольшом количестве при драгировании были подняты гальки гранитов, доломитов, мраморов, кусочки пемзы и судового шлака.

Как выяснилось при помощи сейсмопрофилирования, драгирования, траления и отобранных проб дночерпателем и трубкой, осадки развиты главным образом лишь в долинах и у подножий гор и возвышенностей. Вершины гор и крутые склоны долин лишены осадков. Лишь в редких случаях, когда вершины гор или поднятий являются сравнительно плоскими или имеют многочисленные углубления («карманы»), они также покрыты линзами или сплошным чехлом современных рыхлых отложений (например, на станции 441, Д-9).

Осадки, представленные в основном илами (табл. 24), состоят из биогенного фораминиферового материала и обломочных частиц местного происхождения. Весьма показателен в этом отношении разрез колонки станции 443-1:

0—3 см — ил алевритово-пелитовый, рифтогенный, слабоизвестковый, серо-желтый, полужидкий. В иле заметная примесь обломочного материала песчаной размерности.

3—17 см — ил алевритово-пелитовый, рифтогенный, слабоизвестковый, очень мягкий, с включениями зеленовато-серого и серо-желтого известкового фораминиферового ила. Размер включений — 5—15 мм, форма неправильная.

17—18,5 см — песок мелкозернистый, рифтогенный, слабоизвестковый, темный, зеленовато-серый.

18,5—20 см (по неровной границе) — песок мелкозернистый, рифтогенный, более светлый. В основании песок более крупнозернистый.

20—22 см (по неровной резкой границе) — ил алевритово-пелитовый, рифтогенный, слабоизвестковый, очень мягкий, зеленовато-серый с желтоватым оттенком. Присутствует линзообразный нечеткий прослой, обогащенный черным песком.

22—75 см (по ровной резкой границе) — ил сверху алевритово-пелитовый, ниже мелкоалевритовый, рифтогенный, слабоизвестковый, мягкий, зеленовато-серый со значительной примесью зелено-серого песка, образующего слабозаметные линзы (34—35 см) или четкие прослои (45—46 см). Книзу примесь песка заметно увеличивается. Особенно его много на горизонте 65—75 см.

75—82 см — по резкой четкой границе: песок средне- и мелкозернистый, рифтогенный, темный (почти черный), зеленовато-серый. Присутствуют линзы серого и желтоватого ила.

82—83 см (по резкой неровной границе) — ил алевритово-пелитовый, терригенный (рифтогенный) с незначительной примесью песка. В основании — кусочки инородного желтого ила.

83—85 см — песок средне- и крупнозернистый, рифтогенный, фораминиферовый. Присутствуют кусочки инородного желтого ила.

85—89 см — ил алевритово-пелитовый, рифтогенный, зеленовато-серый.

Как видим из описания, разрез осадочной толщи рифтовой зоны на участке, расположенном вблизи сравнительно крутого склона долины, отличается большим непостоянством гранулометрического состава осадков. В то же время минералогический состав осадков, особенно тяжелой подфракции, остается сравнительно однообразным (табл. 25, см. рис. 86). Это свидетель-

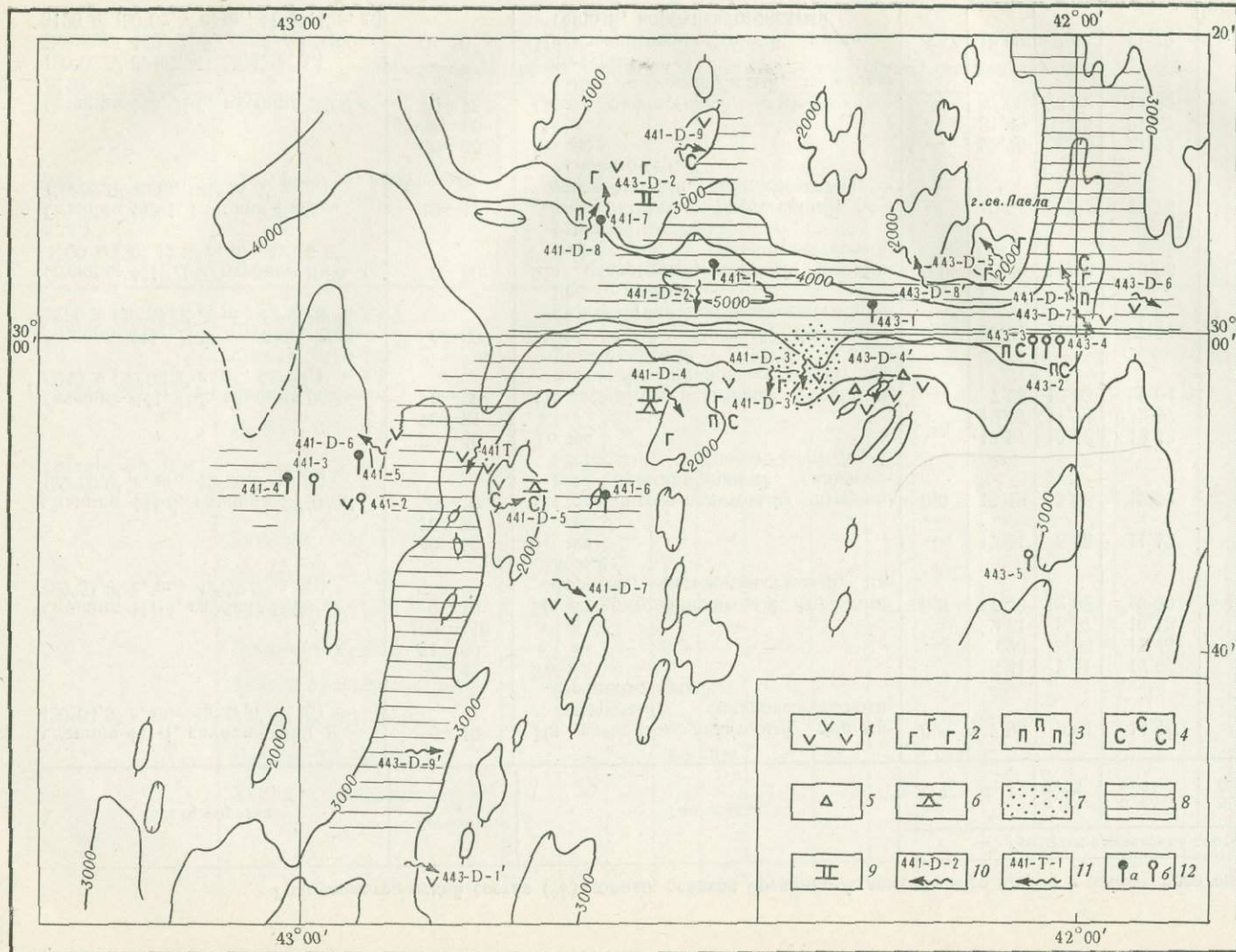


Рис. 86. Местоположение станций и распределение пород и осадков на полигоне IV (район 30° с. ш.)

1 — 9 — распределение пород и типов осадков: 1 — базальтов; 2 — габбро; 3 — перидотитов; 4 — серпентинитов; 5 — милонитов (базальтовых); 6 — брекчий осадочных; 7 — песка; 8 — алевроново-пелитового ила; 9 — известняков; 10 — линии драгирования; 11 — линии травления; 12 — места взятия осадка прямой точечной трубкой: а — удачного (осадок есть); б — неудачного (осадка нет). Усл. обозначения к рис. 86, 87

Минеральный состав шлихов (%) верхнего слоя (50 см) осадков полигона IV

Место отбора	Тип фракции, размерность, мм	Магнетит	Лимонит	Ильменит	Оливин	Пироксены	Роговая обманка	Серпентин	Бастит	Вулканическое стекло	Магнитные шарики	Силикатные шарики	Полевые шпаты	Кварц	Обломки пород	Шлак черный	Фораминиферы	Обломки раковин	
Станция 441, Д-3	Тяжелая, 0,1—1,0	21,9	—	1,3	3,0	9,2	0,8	43,4	—	2,2	0,8	1,3	1,3	1,3	—	1,8	10,4	—	
	Легкая, 0,1—1,0	—	—	—	0,6	1,1	0,3	2,3	—	—	—	—	4,0	0,6	0,3	—	90,6	0,3	
Станция 441, Тр-1	Тяжелая, 0,1—1,0	—	—	—	6,5	—	—	—	—	47,2	—	—	7,3	—	10,9	—	24,7	3,3	
	Легкая, 0,1—1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	10,3	—	—	—	—	—	—	51,7	37,9	
Станция 443, Д-9	Тяжелая, >1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	65,1	—	—	1,0	—	32,1	—	—	1,9	
	Легкая, 1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	71,6	—	—	0,2	0,2	10,3	—	15,6	1,4	
	Тяжелая, 0,5—1,0	—	—	—	1,4	—	—	—	—	73,8	—	—	2,6	—	15,8	—	6,3	—	
	Легкая, 0,5—1,0	—	—	—	2,4	—	—	—	—	30,7	—	—	—	—	2,8	—	62,8	1,2	
	Тяжелая, 0,25—0,5	—	—	—	2,0	—	—	—	—	24,5	—	—	6,3	0,3	10,0	—	55,9	—	
	Легкая, 0,25—0,5	—	—	—	0,9	—	—	—	—	15,0	—	—	0,4	—	1,4	—	82,3	—	
	Тяжелая электромагнитная	3,6	1,3	—	0,3	—	0,7	—	—	1,0	—	—	2,3	—	85,2	—	5,0	—	
	Тяжелая, 0,1—0,25	—	—	—	3,5	1,4	—	—	—	16,8	—	—	8,8	—	6,3	—	63,2	—	
	Легкая, 0,1—0,25	—	—	—	2,0	0,9	—	—	3,8	—	16,6	—	—	7,4	—	3,8	—	65,4	—
	Тяжелая электромагнитная	—	—	—	4,5	—	1,5	—	0,8	3,4	—	0,8	17,7	—	71,4	—	—	—	

ствует, что источник питания обломочным материалом в течение всего периода, необходимого для накопления этой толщи, продолжал оставаться одним и тем же. Рассматривая разрез осадочной толщи на участке, более удаленном от склонов долины, видим, что он отличается гораздо большим постоянством гранулометрического состава.

Как показало изучение шлиха (см. табл. 25), осадки со всех станций в том или ином количестве содержат оливин, вулканическое стекло, полевые шпаты. Оливин при этом попадает как в легкую, так и в тяжелую подфракцию. Это, очевидно, объясняется тем, что минерал в значительной мере разложен и замещен иддингситом. С другой стороны, серпентин, полевые шпаты, фораминиферы, обломки раковин попадают в тяжелую и электромагнитную фракции. Это объясняется присутствием в них пылевидного магнетита и гидроокислов железа. Обращает на себя внимание повышенное содержание в шлихе (тяжелая электромагнитная фракция) магнитных (металлических) и силикатных шариков. Шарик имеет размер 0,2—0,5 мм, гладкую глянцевую поверхность. Они могут иметь как вулканическое, так и космическое происхождение. Очень характерным для полигона IV является большое количество в осадках базальтовых вулканических бомб и обломков вулканических стекол, залегающих на поверхности осадков или в их верхнем слое. Многие бомбы имеют характерное скорлуповатое строение. Очень часто на них видны запекшиеся корочки белого известкового ила. Это может свидетельствовать о том, что подводные вулканические извержения здесь происходят и в настоящее время.

Легкая крупноалевритовая подфракция сложена в основном биогенными карбонатными обломками и фораминиферами (см. табл. 25). Кварц встречается редко и в небольшом количестве. Полевые шпаты, представленные основными плагиоклазами (лабрадором и битовнитом), отмечаются чаще. Они приурочены в основном к широтной долине (станции 441-1; 441, Д-2; 443-1). Серпентин встречается также в осадках этих же станций. Состав минералов тяжелой подфракции довольно однообразен. Здесь преобладают магнетит, оливин, роговая обманка, моноклинный и ромбический пироксены. Часто, но в небольшом количестве встречается серпентин с очень мелкими зернами магнетита. Нередко в осадках отмечаются призматические кристаллы арагонита. В осадках колонки станции 443-1 отмечены кристаллы пирита, пирротина, борнита (?). Кристаллы пирита выделяются своей очень правильной кубической формой, наличием штриховки на гранях. Пирит свежий, без следов окисления. Пирротин слагает неправильной формы свежие зерна. Борнит (?) имеет тоже неправильной формы зерна, но с характерной для него побежалостью.

В целом комплекс минералов тяжелой подфракции свидетельствует о том, что источники сноса на полигоне IV сложены базальтами и мелкими массивами серпентинитов и перидотитов.

Рентгеноструктурный анализ пелитовых фракций осадков, поднятых драгой 2 на станции 441, показал, что пелитовая фракция состоит из кальцита (около 60%) и смешанно-слоистых глинистых минералов системы слюда — монтмориллонит (1 : 4) с неупорядоченным чередованием слоев. Отмечается также кварц и каолинит. Пелитовая фракция осадков драги 9 на станции 443 состоит из кальцита, кварца и какого-то аморфного минерала.

Осадки на большинстве изученных станций полигона IV (за исключением станции 443-1) являются биогенными сильноизвестковыми с содержанием CaCO_3 от 72,41 до 92,24%. Для данного типа осадков характерны такие же низкие содержания $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Ti и P, как и для аналогичных типов отложений, залегающих за пределами хребта. Лишь содержания марганца в них несколько повышены, причем концентрации этого элемента тем выше, чем глубже (от поверхности воды) отобрана проба.

В фораминиферовых осадках данного участка полигона железо представлено в основном обломочной его формой и подвижным Fe^{3+} (табл. 26).

Химический состав донных осадков (%) на полигоне IV

Место отбора	Горизонт, см	Натуральный осадок							В пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество					
		CaCO ₃	SiO ₂ аморфн.	C орг.	Fe	Mn	Ti	P	SiO ₂ аморфн.	C орг.	Fe	Mn	Ti	P
Станция 441-1, глубина 4900 м	0—10	74,43	0,64	0,18	1,70	0,11	0,16	0,04	2,52	0,72	6,86	0,44	0,65	0,16
	20—30	73,79	1,09	0,09	1,51	0,12	0,12	0,04	4,16	0,36	6,02	0,48	0,48	0,16
	35—42	75,55	1,24	0,06	1,41	0,12	0,11	0,04	5,08	0,26	6,09	0,52	0,48	0,17
	42—51	70,36	1,31	0,09	1,89	0,12	0,14	0,03	4,43	0,32	6,69	0,42	0,50	0,11
	90—100	75,68	0,83	0,06	1,60	0,15	0,12	0,06	3,42	0,26	6,83	0,64	0,51	0,26
Станция 441-4, глубина 3000 м	0—10	88,01	0,73	0,09	0,94	0,09	0,06	0,04	6,13	0,80	8,42	0,80	0,54	0,36
	20—30	87,19	0,49	0,05	0,94	0,08	0,07	0,03	3,84	0,40	7,66	0,65	0,57	0,24
	40—50	88,31	0,30	0,09	1,13	0,11	0,07	0,04	2,59	0,79	10,00	0,97	0,62	0,35
	60—70	88,42	0,35	0,06	1,60	0,06	0,06	0,03	3,03	0,51	14,32	0,54	0,54	0,27
	76—80	84,37	0,66	0,14	0,94	0,06	0,06	0,03	4,26	0,94	6,34	0,40	0,40	0,20
Станция 441-6, глубина 2740 м	0—10	89,56	0,16	0,09	0,94	0,08	0,05	0,03	1,54	0,87	9,22	0,78	0,49	0,29
	20—30	82,62	0,41	0,06	1,13	0,08	0,06	0,03	2,37	0,35	6,68	0,47	0,47	0,24
	50—60	88,58	0,26	0,08	1,03	0,05	0,06	0,03	2,29	0,72	9,21	0,45	0,54	0,27
	70—80	84,30	0,37	0,07	1,22	0,09	0,07	0,04	2,37	0,46	7,99	0,59	0,46	0,26
Станция 441-7, глубина 2940 м	0—11	90,56	0,34	0,12	1,13	0,09	0,07	0,03	3,65	1,32	12,58	1,00	0,78	0,33
	20—30	85,44	0,48	0,09	0,94	0,06	0,06	0,04	3,32	0,64	6,72	0,43	0,43	0,28
	45—53	88,06	1,90	0,06	1,03	0,05	0,03	0,03	15,99	0,60	10,32	0,50	0,60	0,30
	70—80	83,05	1,50	0,09	1,22	0,09	0,07	0,03	8,90	0,58	7,94	0,58	0,46	0,20
	88—95	88,44	0,38	0,09	1,03	0,05	0,06	0,03	3,31	0,80	9,29	0,45	0,54	0,27
Станция 441, Д-9, глубина 2000 м	Верх	92,24	1,33	0,13	0,94	0,05	0,04	0,03	17,43	2,02	14,92	0,79	0,63	0,48
Станция 443-1, глубина 6000 м	10—17	18,26	1,31	0,09	5,74	0,13	0,19	0,04	1,60	0,11	7,14	0,16	0,24	0,05
	17—18,5	11,10	2,15	0,10	6,03	0,14	0,20	0,03	2,42	0,12	6,96	0,16	0,23	0,03
	18,5—22	10,01	0,13	0,12	5,65	0,12	0,17	0,04	0,14	0,13	6,30	0,13	0,19	0,04
	40—45	10,01	0,10	0,16	6,59	0,14	0,16	0,03	0,11	0,18	7,34	0,16	0,18	0,03
	45—50	10,01	Следы	0,12	6,04	0,14	0,17	0,04	Следы	0,13	6,72	0,16	0,19	0,04
	60—65	11,51	0,01	0,15	5,84	0,14	0,18	0,03	0,01	0,17	6,61	0,16	0,20	0,03
	75—79	11,39	0,08	0,11	5,65	0,12	0,22	0,04	0,09	0,12	6,39	0,14	0,25	0,04
	82—83	30,52	0,70	0,08	5,28	0,11	0,17	0,04	1,02	0,12	7,68	0,16	0,25	0,06
Станция 443, Д-9, глубина 2580— 2160 м	Верх	72,41	0,79	0,22	2,54	0,09	0,20	0,04	2,89	0,82	9,56	0,34	0,75	0,15

Подвижная закисная форма (Fe^{2+}) либо полностью отсутствует, либо составляет несколько процентов от $Fe_{вал}$.

Формы марганца в осадках довольно неодинаковы: в одних случаях этот элемент связан исключительно с обломочным материалом, в других — как с обломочным, так и в виде подвижной формы Mn^{4+} . Концентрации малых элементов в фораминиферовых осадках находятся в пределах кларка (табл. 27).

Таблица 27

Распределение малых элементов ($10^{-4}\%$) в донных осадках Срединно-Атлантического хребта в районе полигона IV

Место отбора	Горизонт, см	Va	Zr	Cr	Ni	V	Mo	Be	Ge
Станция 441-7, глубина 2940 м	0—11	<200	<20	<20	<10	22	6	<1	<5
	20—30	370	<20	<20	11	24	<5	<1	<5
	45—53	360	<20	<20	9	16	<5	<1	<5
	70—80	210	<20	<20	12	23	<5	<1	<5
	88—95	620	<20	31	10	15	—	—	—
Станция 441, Д-9, глубина 2000 м	Верх	490	<20	25	<10	19	—	—	—
Станция 443-1, глубина 4600 м	10—17	<200	250	>500	>500	>500	<5	<1	<5
	17—18,5	<200	360	>500	>500	>500	<5	<1	<5
	18,5—22	<200	370	>500	>500	>500	<5	<1	<5
	40—45	<200	310	>500	>500	>500	<5	<1	<5
	45—50	<200	350	>500	>500	>500	<5	<1	<5
	60—65	<200	390	>500	>500	>500	<5	<1	<5
	75—79								
	82—83	<200	60	>500	>500	>500	<5	<1	<5

Осадки колонки со станции 443-1 заметно обогащены железом, марганцем, хромом, никелем, ванадием и цирконием и заметно обеднены титаном и фосфором. Такой состав характерен, как известно, для ультраосновных пород перидотитов, гарцбургитов, лерцолитов впадины Романш (Плошко и др., 1969). По химическому составу, следовательно, осадки сильно отличаются не только от фораминиферовых и других типов биогенных отложений, но и от терригенных песков и илов. Сильно они отличаются также и от вулканокластических осадков района Исландии. Этими отличиями в первую очередь служат очень низкие содержания титана и заметно более низкие — железа, фосфора и частично марганца.

Судя по данным трех проб, в колонке 443-1 содержатся несколько повышенные концентрации подвижного железа, особенно Fe^{2+} (табл. 28). Марганец, наоборот, связан с обломочным материалом.

Своеобразный минеральный и химический состав осадков в колонке 443-1 говорит о том, что они по своему генезису сильно отличаются как от типично вулканокластических (район Исландии), так и от терригенных, химических и биологических типов отложений. Они — типичное образование рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. Термин «вулканокластические» осадки для данного типа отложений, следовательно, не пригоден. Видимо, вслед за И. О. Мурдмаа (1968) их следует называть рифтогенными осадками.

УЧАСТОК СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В РАЙОНЕ КАНАРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В этом районе отобраны и изучены две короткие колонки (станции 439 и 440) с глубин 4230 и 3540 м (табл. 29). В обоих случаях осадки по всему разрезу представлены сильноизвестковыми фораминиферами и кокколито-

Распределение подвижных форм железа и марганца (% от веса сухого осадка) в донных осадках Срединно-Атлантического хребта в районе полигона IV и станций 439 и 440

Место отбора	Горизонт, см	Тип осадка	Железо			Марганец			
			валовое	подвижное		обломочное	валовой	подвижный	обломочный
				Fe ³⁺	Fe ²⁺				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Станция 439, глубина 4230 м (28°05' с. ш., 40°50' з. д.)	0—10	Ил алевритово-пелитовый, фораминиферовый, светло-коричневый	0,92	0,29	0,02	0,61	0,08	0,06	0,02
	40—50	То же	1,04	0,19	0,00	0,85	0,10	0,09	0,01
	64—70	Ил пелитовый, фораминиферовый, светло-коричневый	1,20	0,24	0,00	0,96	0,08	0,08	Следы
	90—100	То же	0,92	0,23	0,00	0,69	0,07	0,06	0,01
Станция 440, глубина 3540 м (28°50,5' с. ш., 42°11,1' з. д.)	0—10	Ил алевритово-пелитовый, фораминиферовый, коричневатожелтый	0,64	0,23	0,02	0,39	0,07	0,05	0,02
	49—55	То же	0,60	0,14	0,07	0,39	0,06	0,06	0,00
Станция 441-1, глубина 4900 м (30°04,5' с. ш., 42°27,5' з. д.)	0—10	Ил алевритово-пелитовый, сильноизвестковый, серовато-желтый	1,70	0,74	0,07	0,89	0,11	0,00	0,11
	42—51	То же	1,89	0,72	0,02	1,15	0,12	0,00	0,12
	90—100	» »	1,60	0,60	0,02	0,98	0,12	0,00	0,15
Станция 441-4, глубина 3000 м (29°51,8' с. ш., 42°59,9' з. д.)	0—10	Ил алевритово-пелитовый, фораминиферовый, сильноизвестковый, палевый	0,94	0,46	0,01	0,47	0,09	0,02	0,07
	40—50	То же	1,13	0,53	0,00	0,60	0,11	0,03	0,08
Станция 441-7, глубина 3290 м (30°06' с. ш., 42°36,5' з. д.)	0—10	Ил мелкоалевритовый, фораминиферовый, палевый	1,13	0,34	0,03	0,76	0,09	0,04	0,05
	35—45	То же	1,03	0,34	0,00	0,69	0,06	0,04	0,02
	85—95	» »	1,03	0,29	0,00	0,74	0,07	0,05	0,02
Станция 441, Д-3, глубина 2730—3210 м (29°51,6' с. ш., 42°20,5' з. д.)	0—50	Песок среднезернистый, фораминиферовый, сильноизвестковый, коричневатожелтый	0,32	0,28	0,03	0,01	0,04	0,02	0,04
Станция 443-1, глубина 4600 м (30°02,0' с. ш., 42°15,5' з. д.)	3—10	Ил алевритово-пелитовый, рифтогенный, слабоизвестковый. Много серпентина и хлорита. Цвет светлый, зеленоватосерый	4,32	0,92	1,34	2,06	0,14	0,00	0,14

Таблица 28 (окончание)

Место отбора	Горизонт, см	Тип осадка	Железо			Марганец			
			валовое	подвижное		обломоч- ное	валовой	подвиж- ный	обломоч- ный
				Fe ³⁺	Fe ²⁺				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	22—30	Ил алевроитово-пелитовый, рифтогенный, слабоизвестковый, зеленовато-серый с желтизной. Много серпентина, хлорита							
	65—70	Ил мелкоалевритовый, рифтогенный, слабоизвестковый. Много серпентина и хлорита. Цвет зеленовато-серый	4,67	1,18	1,45	2,04	0,14	0,00	0,14
			5,00	0,62	1,38	3,00	0,14	0,00	0,14

фораминиферовыми илами с высоким содержанием пелита. Грубозернистый гравийный материал (фракция $>1,0$ мм) в них полностью отсутствует. Содержание CaCO_3 высокое — от 76,3 до 89,30%, аморфного кремнезема, железа, титана, фосфора и особенно органического углерода мало. Илы этого района Срединно-Атлантического хребта, так же как и большинство глубоководных проб биогенных известковых осадков океана, заметно обогащены марганцем. В пересчете на бескарбонатное бескремнистое вещество содержания этого компонента повышаются до 0,76% (табл. 30).

ВПАДИНА РОМАНШ

Глубоководная впадина Романш находится в центральной части Срединно-Атлантического хребта, в области флексуобразного его изгиба (рис. 87). Впадина приурочена к глубинному разлому, сместившему в широтном направлении структуры хребта почти на 400 км. Протяженность впадины с запада на восток около 400 км, ширина 30—50 км, максимальная глубина 7758 м. На дне впадины имеется широтный вал с относительной высотой 550—1170 м, отделенный от склонов желобами. Склоны впадины крутые (южный 17—20°, северный 15—18°), расчлененные, особенно северный (Греку, Авдеев, 1965). На склонах долины обнажаются коренные породы, представленные перидотитами, серпентинитами, габбро, базальтами и другими породами (Богданов, Плошко, 1967; Плошко, Богданов, 1968). Главными породообразующими минералами коренных пород являются: оливин, пироксены (энстатит, гиперстен, авгит, диаллаг, геденбергит), серпентин, роговая обманка, основные плагиоклазы, рудные минералы (магнетит). Довольно часто во впадине Романш встречаются слаболитифицированные осадочные породы. Характерным разрезом, показывающим строение и состав верхней части толщи осадков на дне впадины Романш, является разрез по колонке поршневой трубы большого диаметра (станция 7, глубина 7300 м):

0—25 см — мелкоалевритовый ил, рифтогенный, темный, коричневатосерый, однородный, пятнистый за счет гнезд песчано-гравийного осадка зеленовато-серого цвета и полосчатый за счет песчаных прослоев толщиной 2—5 мм. Отмечаются включения белого кокколито-

Гранулометрический состав (%) донных осадков восточного фланга Срединно-Атлантического хребта в районе Канарской котловины

Место отбора	Горизонт, см	Тип осадка	Гранулометрический состав (фракции, мм)							
			>1,0	>0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	0,005— 0,001	<0,001	<0,01
Станция 440, глубина 3540 м (28°50,5' с. ш., 42°11,1' з. д.)	0—10	Ил алевритово-пелитовый, фораминиферовый, сильноизвестковый, светлый, коричневатожелтый	0,0	12,75	8,88	10,00	6,89	37,58	23,89	68,37
	30—40	Ил пелитовый, фораминиферовый, сильноизвестковый, коричневатожелтый	0,0	9,73	6,68	8,68	7,85	47,36	19,70	74,91
	55—64	То же	0,0	10,44	7,44	10,44	—	—	—	71,69
Станция 439, глубина 4230 м (28°05' с. ш., 40°50' з. д.)	0—8	Ил алевритово-пелитовый, фораминиферовый, сильноизвестковый, светлокоричневый	0,00	11,71	8,40	9,92	6,34	35,03	28,60	69,97
	40—50	То же	0,0	14,85	8,14	8,61	13,06	32,54	22,80	68,40
	58—64	Ил пелитовый, фораминиферовый, светлокоричневый	0,0	10,87	8,42	9,95	8,19	40,81	21,75	70,75
	9—100	То же	0,0	8,49	7,72	7,72	5,64	42,24	28,18	76,06
	112—120	» »	0,0	13,42	6,67	7,33	5,35	43,04	24,19	72,58

Таблица 30

Химический состав (%) донных осадков на станциях 439 и 440

Место отбора	Горизонт, см	Натуральный осадок							В пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество					
		CaCO ₃	SiO ₂ аморфн	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P	SiO ₂ аморфн	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P
Станция 440, глубина 3540 м	0—10	89,30	0,37	0,12	0,94	0,08	0,06	0,03	3,50	1,16	9,21	0,78	0,59	0,29
	10—20	85,55	0,51	0,03	1,60	0,08	0,08	0,03	3,54	0,22	11,50	0,58	0,58	0,22
	30—40	85,55	0,50	0,09	1,41	0,09	0,08	0,03	3,48	0,64	10,17	0,65	0,58	0,22
	55—64	81,55	1,24	0,00	0,94	0,09	0,07	0,03	6,72	0,00	5,46	0,52	0,41	0,17
Станция 439, глубина 4230 м	0—10	80,69	0,57	0,21	1,13	0,11	0,10	0,03	2,98	1,12	6,10	0,59	0,54	0,16
	20—30	81,19	0,63	0,03	1,32	0,09	0,10	0,03	3,35	0,16	7,27	0,50	0,55	0,16
	40—50	81,30	0,84	0,08	1,41	0,11	0,10	0,03	4,51	0,45	7,93	0,62	0,56	0,17
	58—64	77,69	0,65	0,03	1,32	0,11	0,12	0,03	3,49	0,14	6,10	0,51	0,55	0,14
	70—84	76,30	0,76	0,12	1,60	0,15	0,13	0,03	3,22	0,52	7,01	0,66	0,57	0,13
	90—100	81,69	0,54	0,02	1,13	0,09	0,10	0,03	2,95	0,11	6,35	0,50	0,56	0,17
	112—120	83,30	0,62	0,09	1,13	0,09	0,10	0,03	3,73	0,56	7,07	0,56	0,62	0,19

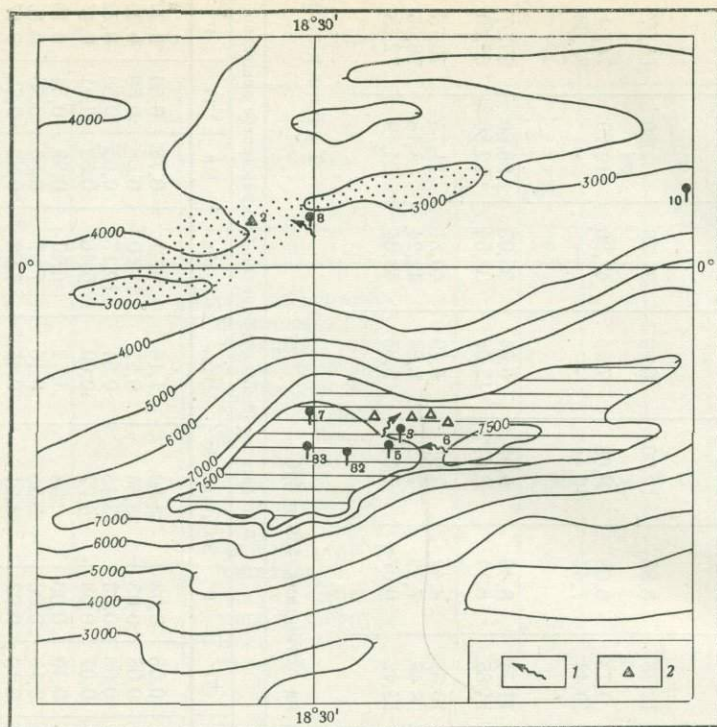


Рис. 87. Местоположение станций и распределение осадков впадины Романш

1 — линии траления; 2 — место взятия дночерпательной пробы; прочие условные обозначения см. на рис. 86

фораминиферового мела размером до 1,0 см. Встречен один валун базальта диаметром 12 см и один обломок меньшего размера перидотита. Зерна песчаной размерности состоят из серпентина и полевого шпата. Наблюдается постепенное укрупнение обломочного материала к нижней границе горизонта.

25—70 см — пелитовый ил, коричневатый, более однородный, чем верхний слой, с микроплойчатостью и полосчатостью за счет микрослоев темно-серого цвета. Присутствуют включения гравийной размерности белого мела, базальтов и серпентинитов.

Аналогичное строение имеет и колонка малого диаметра станции 7 (глубина 7100 м) и вырезка по дночерпательной пробе станции 5 (7200 м). Для всех разрезов этих станций характерно наличие в осадке включений галек мела, базальтов, серпентинитов, перидотитов. Весьма примечательна градиционная структура слоев, то есть постепенное укрупнение размеров галек к основанию слоя. Наличие большого количества галек и обломков пород местного происхождения, плойчатость, микрослойность и градиционная структура осадков впадины Романш свидетельствуют, что осадочный материал породы, а также рыхлые донные осадки, залегающие на вершинах и склонах подводных поднятий, окружающих впадину, служат одним из источников карбонатного материала.

• Фораминиферовые илы со станций 10 и 2 по химическому составу ничем не отличаются от аналогичного типа осадков других участков океана. Илы же со станции 5 (и, видимо, со станции 7) заметно обогащены железом и марганцем. Это слабозелезистые — слабомарганцовистые рифтогенные осадки. От вулканокластических отложений района Исландии их, как и осадки со станции 443-1, отличает низкая концентрация титана и почти полное отсутствие пирокластики (табл. 31).

Гранулометрический и химический состав (%) верхнего слоя (0—5 см) донных осадков и осадочных пород впадины Романш

Фракции (мм), компоненты	10* (4000)**	2 (4070)	5 (7200)	7 (7300)
>0,1	36,8	39,9	31,0	37,9
0,1—0,05	9,8	11,3	17,9	12,6
0,05—0,01	11,9	11,7	14,1	32,9
0,01—0,005	4,9	2,5	7,4	4,9
0,005—0,001	20,3	24,7	18,6	5,8
<0,001	16,3	9,9	11,0	5,8
<0,01	41,5	37,1	37,0	16,5

Химический состав (натуральный осадок)

CaCO ₃	85,44	86,08	0,04	—
SiO ₂ аморфн	—	—	—	—
C _{орг}	0,39	0,40	0,99	—
Fe	0,47	0,65	5,22	—
Mn	0,02	0,02	0,25	—
Ti	0,05	0,05	0,38	—
P	0,03	0,02	0,05	—

Химический состав

(в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

SiO ₂ аморфн	—	—	—	—
C _{орг}	2,68	2,87	0,99	—
Fe	3,23	4,67	5,22	—
Mn	0,14	0,14	0,25	—
Ti	0,34	0,36	0,38	—
P	0,21	0,14	0,05	—

* Номер станции.

** Глубина, м.

Примечание. Станция 10 (0°20,8' с. ш., 17°57,8' з. д.) — ил алевритово-пелитовый, фораминиферовый, сильноизвестковый, светло-серый; станция 2 (0°04,0' с. ш., 18°43,0' з. д.) — песок фораминиферовый, сильноизвестковый, светло-серый; станция 5 (0°16,0' ю. ш., 18°20,0' з. д.) — ил алевритово-пелитовый, рифтогенный, слабжелезистый — слабомарганцовистый, темно-серый с коричневатым оттенком; станция 7 (0°10,7' ю. ш., 18°34,0' з. д.) — ил мелкоалевритовый, рифтогенный, темный, коричневатого-серый.

ВЫВОДЫ

Как было видно из описания осадков по отдельным районам, в целом в области Срединно-Атлантического хребта резко преобладают биогенные сильноизвестковые отложения. Осадки перестают быть биогенными лишь в районах усиленного поступления обломочного или пирокластического материала или если глубины в этих районах превышают критические (более 5500—6000 м). К таким районам относятся: участок океана вокруг о. Исландии, впадина Кинга, некоторые участки рифтовой зоны хребта (расположенные главным образом в непосредственной близости от крутых склонов долин) и впадина Романш. В этих участках минеральный и химический состав осадков определяется исключительно обломочным материалом. Этот состав настолько специфичен, что осадки с большими содержаниями пирокластики и обломочного материала выделены в отдельный вещественно-генетический тип под названием вулканокластического (<30% CaCO₃), а осадки с большим содержанием продуктов разрушения ультраосновных пород — в вещественно-генетический тип под названием рифтогенного (<30% CaCO₃).

По мере увеличения в осадках примесей биогенного известкового материала роль пирокластики и обломочного материала базальтов и ультрабазитов сглаживается. Однако если рассматривать только кластическую часть донных отложений, то эта роль сохраняется во всех без исключения их типах, независимо от количества примеси CaCO_3 .

Как для типично рифтогенных, так и для биогенных осадков области Срединно-Атлантического хребта характерен небольшой набор главных обломочных минералов. В тяжелой подфракции преобладающими минералами являются магнетит, моноклинный и ромбический пироксены, оливин, роговая обманка, вулканическое стекло. В отдельных участках, кроме того, отмечаются лимонит, арагонит, шпинель, биотит, гранат, эпидот и цоизит. В легкой подфракции преобладают биогенные карбонаты (фораминиферы и обломки раковин), полевые шпаты, серпентин. Кварц отмечается в небольшом количестве и в отдельных участках. Как в тяжелой, так и в легкой подфракциях встречаются измененные зерна пород и минералов. Эти зерна по составу разнообразны и представлены измененными вулканическими стеклами (палагонитом), хлоритизированными и серпентинизированными зернами минералов и пород и неопределимого состава обломками.

Как известно, состав обломочных минералов алевритовых и песчаных фракций осадков достаточно хорошо отражает петрографический состав коренных пород областей сноса. Если рассматривать в этом отношении состав минералов осадков Срединно-Атлантического хребта, то можно отметить, что обломочная песчано-алевритовая их часть на всем протяжении рифтовой зоны хребта представлена довольно однородным набором минералов, характерных для пород ультраосновной и базальтовой групп. Однако, анализируя более подробно данные минерального состава крупноалевритовых фракций, можно увидеть, что осадки отдельных станций все же отличаются друг от друга набором главных минералов, особенно тяжелых. Для разных участков хребта можно выделить следующие ассоциации минералов: пироксен-оливиновую, оливин-роговообманково-пироксеновую, оливин-пироксен-магнетитовую с серпентином и арагонитом, вулканическую (вулканическое стекло — пироксен), лимонитовую. Эти ассоциации минералов возникли в осадке в результате того, что в области сноса преобладает тот или иной конкретный тип породы. Так, пироксен-оливиновая ассоциация указывает на преобладание среди пород области сноса перидотитов, оливин-пироксен-магнетитовая с серпентином — на преобладание серпентинизированных перидотитов и серпентинитов. Наличие кристаллов арагонита в осадке совместно с серпентином указывает на присутствие в области сноса карбонатизированных серпентинитов. Ассоциация вулканическое стекло — пироксен с оливином и роговой обманкой должна указывать на преобладание в области сноса базальтов и базальтовых лав. Комбинации пород в области сноса обуславливают образование осадков со смешанным минеральным составом, однако и в этом случае ассоциации главных минералов сохраняются. Осадки участков, расположенных на флангах Срединно-Атлантического хребта, то есть на значительном удалении от его рифтовой зоны, имеют более разнообразный минеральный состав. К таким участкам в первую очередь следует отнести впадину Кинга, где наряду с перечисленными выше главными минералами в большом количестве содержатся также гранат, эпидот-цоизит, циркон, кварц и железисто-глинистые и шамозитовые агрегаты. Судя по высокой и устойчивой корреляционной связи граната и роговой обманки, высокому содержанию циркона, данная впадина имела область сноса, сложенную не только породами, типичными для хребта, но и другими — магматическими, метаморфическими и, возможно, осадочными породами. В частности, можно предполагать наличие здесь (на хр. Палмер) выходов гранатовых и роговообманковых гнейсов, поступление значительных объемов обломочного материала с прилегающих участков суши (в данном случае — Европы).

Осадки участков океана, прилегающих к Исландии, несмотря на то, что они находятся в пределах Срединно-Атлантического хребта (в том числе — и его рифтовой зоны), принадлежат к особой петрографической провинции. Ее мы называем вулканокластической, так как основная часть обломочного материала осадков представлена пирокластикой и продуктами механического выветривания вулканогенных пород — базальтов. Однако здесь, особенно в Датском проливе, большое значение имеют минералы, доставляемые в осадки плавающими льдами, айсбергами и морскими течениями из другой питающей петрографической провинции — с острова Гренландия. Благодаря этому обстоятельству в вулканокластических осадках содержатся довольно ощутимые примеси обломочных минералов, характерных для метаморфических, кислых изверженных и осадочных пород. Они тем больше, чем ближе от этого острова будет отобрана проба. В целом пирокластика и обломочный материал базальтов Исландии целиком определяют минеральный и петрографический состав осадков на расстоянии от береговой линии этого острова не менее чем на 200—400 км, а состав только обломочной их части — на расстоянии до 800—1000 км.

Пелитовая обломочная часть осадков области хребта формируется под влиянием двух источников сноса: пород, обнажающихся на дне хребта, и материала, приносимого с материков. Первый из этих источников преобладает, видимо, лишь в рифтовой зоне, в то время как за ее пределами на первое место выступает второй источник.

Глинистая часть отложений, как было выяснено ранее (Biscaye, 1965; Ратеев и др., 1968), в область хребта поступает в основном с материков.

По химическому составу биогенные осадки изученных участков Срединно-Атлантического хребта мало отличаются от аналогичных типов отложений, отобранных за его пределами. Для всех гранулометрических разновидностей известковых и сильноизвестковых фораминиферовых осадков характерны низкие содержания аморфного кремнезема, органического углерода, железа, титана, фосфора и малых элементов. Те ничтожные примеси продуктов разрушения ультраосновных и основных пород, которые присутствуют в фораминиферовых осадках, на концентрацию перечисленных элементов существенного влияния не оказывают. Наоборот, в вулканокластических отложениях отмечены повышенные концентрации железа, марганца, титана, фосфора и некоторых малых элементов. Состав этих осадков (после пересчета данных на бескарбонатное вещество) приближается к среднему составу базальтов. Рифтогенные осадки заметно отличаются от вулканокластических осадков райсна Исландии: в них заметно меньше железа, марганца, фосфора и особенно титана и значительно больше никеля, хрома, ванадия. Это различие связано с тем, что в рифтогенных отложениях значительно меньше титаномагнетита, моноклинных пироксенов и вулканического стекла, богатых этими элементами. Как вулканокластические, так и рифтогенные осадки по химическому составу, так же как и по минералогическому, сильно отличаются от терригенных отложений и от пелагических илов (красных глин). Это лишний раз подтверждает мнение о том, что все эти типы имеют различный генезис.

Обращает на себя внимание распределение валовых форм марганца. Как в биогенных, так и в вулканокластических и рифтогенных типах осадков области хребта его заметно больше, чем в осадочных породах суши или околоконтинентальных терригенных отложениях океана. Однако это свойство характерно не только для хребта, но и для других глубоководных областей Мирового океана. Пелагические осадки, особенно илы, содержат этого элемента тем больше, чем глубже и дальше от материка они залегают. Причины такого распределения марганца кроются в его геохимических особенностях, разбор которых в задачи настоящего раздела монографии не входит.

В сильноизвестковых фораминиферовых осадках на долю подвижного железа падает от 10 до 100% его валового количества. Обследованные осадки в подавляющем большинстве случаев окрашены в светлые серовато-желтые (палевые) тона. Это свидетельствует об окислительной обстановке. Подвижное железо представлено в основном Fe^{3+} . Доля Fe^{2+} обычно не превышает 5—10% от суммы всего подвижного железа. Сульфидное железо в ощутимых количествах нигде не обнаружено. В серых рифтогенных осадках доля подвижного железа значительно выше, чем в фораминиферовых осадках. Причем, что очень характерно, подвижное железо на 60—70% состоит из закисной его формы. Возможно, такое заметное повышение концентраций Fe^{2+} обусловлено его выщелачиванием (при растворении образца 10% H_2SO_4) из хлоритов и других продуктов выветривания основных и ультраосновных пород, из которых состоят рифтогенные осадки. Другая часть закисного железа может быть связана с пелитовым (глинистым) веществом.

Подвижный марганец в типичных фораминиферовых илах составляет обычно 70—90% валового марганца. Это, видимо, обусловлено тем, что этот элемент либо связан с биогенными карбонатами, либо рассеян в осадке в виде различных гидроокислов или окислов (вадов). На долю обломочного (то есть связанного с силикатной решеткой и т. д.) марганца остается всего лишь 10—30%, а иногда он даже вовсе отсутствует. В колонке 443-1, представленной рифтогенными отложениями, подвижный марганец вовсе не обнаружен. Не обнаружен он также и в колонке 441-1, отобранной в рифтовом ущелье на глубине 4900 м. В обеих этих колонках марганец представлен обломочным материалом.

Сравнивая данные, полученные для фораминиферовых осадков области Срединно-Атлантического хребта, с данными, полученными нами для фораминиферовых осадков в районе островов Зеленого Мыса и в Бискайском заливе (3 колонки), можно сделать вывод, что в распределении в этих тектонически и геологически различных областях океана подвижных форм железа и марганца никакой разницы нет. Следовательно, ни жидкие продукты вулканизма (которые, вероятно, изливаются при подводных извержениях вулканов области хребта), ни продукты механического дробления и химического выветривания пород на распределение этих форм в фораминиферовых отложениях заметного влияния не оказывают.

Наоборот, типичные для рифтовой зоны илы и пески, состоящие из продуктов подводного разложения перидотитов и базальтов, заметно обогащены $Fe^{2+}_{\text{подв}}$ и совершенно лишены $Mn^{4+}_{\text{подв}}$. Этим рифтогенные осадки заметно отличаются от терригенных отложений, например от кварцевых песков банки Джорджес, где нами обнаружены ничтожные количества Fe^{2+} и Fe^{3+} (по 0,06%), или от песков (обогащенных органическим веществом) шельфа Африки у мыса Кап-Блан (0,00% Fe^{3+} , 0,014% Fe^{2+} , 0,00% Mn^{4+}).

Таким образом, осадки области Срединно-Атлантического хребта отличаются от осадков всех других областей океана по целому ряду минералогических и геохимических признаков, в литературе пока освещенных слабо. Дальнейшее изучение этих признаков — одна из интереснейших задач морской геологии.

ЖЕЛЕЗО, МАРГАНЕЦ И МЕДЬ В ПОРОВЫХ ВОДАХ ДОННЫХ ОСАДКОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В последние годы значительно возрос интерес к проблеме концентрации рассеянных элементов в морских и океанских осадках и поровых водах. Этому способствовало открытие современных рудных процессов в рифтовых зонах на дне Красного моря (Батурин и др., 1969; Degens, Ross, 1969) и в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (Скорнякова, 1964; Boston, Peterson, 1966, 1968), а также обнаружение высоких концентраций рудных компонентов в водах и осадках в зонах активного подводного вулканизма (Зеленов, 1964; Бутузова, 1968; Пушкина, 1968) и в поровых водах обычных осадков вдали от вулканических очагов (Brooks et al., 1968; Chan, Manheim, 1970). Вероятно, формирование рудных накоплений металлов в осадках может быть обусловлено разнообразными процессами, в том числе такими, как гидротермальный и диагенетический. В связи с этим необходимы комплексные исследования металлов в осадках и поровых водах в различных районах океана.

В 1968—1969 гг. нами были выполнены параллельные определения концентраций железа, марганца и меди в осадках и поровых водах из рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, банки Джорджес, Гвианской котловины и юго-восточной Атлантики. Благодаря этому представляется возможность дать сравнительную характеристику поведения названных металлов в поровых водах осадков, накапливающихся в различных фациальных и физико-химических условиях.

Материал и методы исследования. Пробы осадков из верхнего слоя (0—20 см) были получены дночерпателем «Океан-50», колонки — ударными трубками диаметром 70 и 200 мм. Иловые воды сразу же отжимались из осадков в титановых пресс-формах или отсасывались на воронке Бюхнера под вакуумом. В последнем случае они дополнительно отфильтровывались через мембранный фильтр с размерами пор 0,5 мк.

Отжатые или отфильтрованные пробы иловой воды сливались в полиэтиленовые флаконы и анализировались.

Железо в 3-м рейсе «Академика Курчатова» определялось спектрофотометрически с α -нитрозо- β -нафтолом (Емельянов и др., 1968). Для анализа бралось от 5 до 10 мл воды. Оптическая плотность замерялась на спектрофотометре СФ-4 при $\lambda_{\text{эф}}=680$ мкм. В 6-м рейсе «Академика Курчатова» железо изучалось колориметрически с пирокатехином фиолетовым (Емельянов и др., 1970). Для анализа отбиралось от 2 до 5 мл воды. Оптическая плотность замерялась на фотоэлектроколориметре ФЭК-56 на 8-м светофильтре.

Упомянутыми методами определяется так называемая реакционная часть железа, находящаяся, видимо, в форме растворенных гидроокисей. В морских водах она, по нашим данным, составляет примерно около 10—30% валового растворенного железа. Остальная его часть, как в морских, так и в иловых водах, находится в виде железоорганических коллоидов, не уча-

ствующих в реакциях при проведении анализа упомянутыми методами. Коллоидная (органическая) форма железа нами определялась после разрушения коллоидов в подкисленных пробах воды методом длительного автоклавирования (Мокиевская, 1965). Из-за небольших объемов материала автоклавирование проведено всего в 5 пробах.

Ма р г а н е ц определялся кинетическим методом с колориметрическим окончанием (Орадовский, 1964). Для анализа бралось 0,1—0,5 мл воды. Иногда делалось разведение в 100 раз. Оптическая плотность замерялась на фотоэлектроколориметре ФЭК-56.

Упомянутые методы изучения микроколичества железа и марганца ранее нами были применены при определении этих же элементов в микрона-весках водной взвеси и описаны в других работах (Емельянов и др., 1968, 1970; Яцимирский и др., 1970). Точность и сходимость параллельных и конт-рольных анализов были хорошими.

М е д ь определялась колориметрически с диэтилдитиофосфатом никеля (Бусев, Иванютин, 1958; Рожанская, 1965). Для анализа отбиралось 10 мл воды. Оптическая плотность замерялась на фотоэлектроколориметре ФЭК-56.

Как установлено нами экспериментально на примере изучения много-численных проб морской воды (до и после автоклавирования), реакционные растворенные формы марганца и меди в большинстве случаев равны их растворенным валовым концентрациям. Поэтому полученные нами данные следует рассматривать как концентрации растворенных валовых форм этих двух элементов.

Некоторая часть проб иловой воды, которую не удалось изучить в све-жем виде непосредственно на судне, была подкислена 6 N соляной кислотой и привезена в стационарную лабораторию. Их изучение было выполнено лишь 1—1,5 года спустя. Как показали повторные анализы изученных на судне проб, данные по марганцу и меди в законсервированных пробах оказались заниженными на 20—50%. В результате длительного хранения часть Mn и Cu, видимо, сорбируется полиэтиленовой посудой и, таким об-разом, уходит из раствора. Однако, поскольку данные по распределению марганца и меди в иловых водах Атлантики почти полностью отсутствуют, мы приводим также и результаты, полученные в стационарных условиях в консервированных пробах.

Изучение в подкисленных водах железа показало, что его концентрации возрастают по сравнению с концентрациями в свежих пробах воды в 2—5 раз. Это обусловлено тем, что часть железа, находящаяся в виде железо-органических коллоидов и не участвующая в реакциях с использованием вышеупомянутых реактивов, при подкислении высвобождается и переходит в реакционную форму.

С целью сопоставления с поровыми водами микроэлементы определялись нами и в пробах морской воды. Методы изучения были те же, что и при изучении поровых вод.

Валовое и коллоидное (органическое) железо. Концентрация валового же-леза в поровых водах окисленных фораминиферовых осадков области Срединно-Атлантического хребта колебалась в пределах 56,0—132,0 мкг/л. Это примерно столько же, сколько и в морских водах, или немногим боль-ше (табл. 32). Следовательно, по имеющимся немногочисленным данным, накопления железа в поровых водах по сравнению с морскими не проис-ходит. 60—80% всего железа представлено коллоидной (органической) его формой, остальные 20—40% — реакционной. Примерно такое же со-отношение форм железа установлено и в морских водах тех же районов. Лишь на банке Джорджес (станция 442) в терригенных зеленовато-серых песках это соотношение обратное: в поровых водах преобладает реакцион-ная форма, в морских — коллоидная, причем абсолютные концентрации коллоидного железа и в тех и в других водах одинаковые. Здесь повы-

Концентрация валового, коллоидного (органического) и реакционного железа в поровых водах осадков и в морских водах северной области Срединно-Атлантического хребта и банки Джорджес (станция 442)

Воды	Станция	Горизонт	Концентрация растворенного Fe, мкг/л		
			реакционное	коллоидное	валовое
Поровые	434	0—8 см	31,0	37,0	68,0
	441, Д-2	Верх	23,0	59,0	82,0
	441, Д-3	Верх	28,0	104,0	132,0
	441, Д-4	Верх	19,5	36,5	56,0
	442	0—5 см	82,0	28,0	110,0
Морские	434	0—1 м	14,0	10,0	24,0
		2000 м	9,8	14,2	24,0
	441	0—1 м	8,5	4,5	13,0
		1500 м	8,5	21,5	30,0
		3000 м	8,5	123,5	132,0
	442	0	1,6	26,4	28,0

Примечание. Координаты, глубину на станциях и описание осадков см. в табл. 33.

шение содержания валового железа обусловлено накоплением его реакционной формы.

Реакционное железо. В поровых водах осадков Атлантики определено от 17,0 до 1620 мкг реакционного железа (табл. 33). В максимальных концентрациях оно наблюдалось в поровых водах терригенных пелитовых и алевритово-пелитовых илов Юго-Восточной Атлантики (побережье Конго), в минимальных — в фораминиферовых илах Срединно-Атлантического хребта. В зеленовато-серых кварцевых песках банки Джорджес определено 82,0 мкг/л (см. табл. 32, 33), в окисленных терригенных пелитовых илах у устья р. Конго — 300,0 мкг/л (станция 53-2), в восстановленных терригенных илах материкового склона у Конго — 60,0—1620 мкг/л, в пелагических терригенных коричневых илах (красных глинах) Ангольской котловины — 80,0—110,0 мкг/л, в окисленных фораминиферовых илах Срединно-Атлантического хребта — 17,0—31,0 мкг/л. Таким образом, намечается тенденция понижения концентраций железа при переходе от прибрежных частей океана к пелагическим и от восстановленных осадков к окисленным. В поровых водах мелководных и прибрежных восстановленных илов Юго-Восточной Атлантики и в песках банки Джорджес происходит заметное накопление реакционного железа по сравнению с его концентрациями в морской воде, в то время как в осадках Срединно-Атлантического хребта такого накопления не происходит. Это явление, возможно, связано с приносом растворенного железа с материковым стоком. В целом в морских водах побережья Конго нами определено в 2—4 раза больше растворенного реакционного железа, чем в других участках Атлантики (табл. 34). В связи с резким повышением первичной продукции в этой области значительные порции железа захватываются фитопланктоном и после его отмирания осаждаются на дно в виде органического детрита. Как выяснено при помощи микроскопических исследований и химического анализа, осадки мелководных и прибрежных участков этой области океана обогащены хорошо сохранившимся органическим веществом, иногда даже зелеными обрывками тканей различных организмов (фитопланктон). В последующем органическое вещество растворяется и высвобождает захваченные порции железа. Возможно, что обогащение поровых вод побережья Конго железом (по сравнению с его концентрациями в морской воде) обусловлено также его осаждением в виде хлопьев гидроокисей (хлопья гидроокиси железа часто наблюдались нами во взвеси). В восстановительных условиях верхней тол-

Концентрация железа, марганца и меди в поровых водах осадков Атлантического океана

Место отбора, рейс судна	№ станции	Глубина, м	Координаты	Горизонт, см	Тип осадка
Банка Джорджес («Академик Курчатов», 6-й рейс, 1969 г.)	442	50	41°50,2' с. ш., 67°58,0' з. д.	0—5	Пески терригенные, кварцевые, зеленовато-серые
Побережье Северо-Западной Африки («Дмитрий Менделеев», 1-й рейс, 1969 г.)	69	1295	28°30,5' с. ш., 13°31,6' з. д.	0—5	Ил алевритово-пелитовый, фораминиферовый, желто-коричневый
Гвианская котловина («Дмитрий Менделеев», 1-й рейс, 1969 г.)	—	4600	20°20' с. ш., 57°56' з. д.	8—15	Ил фораминиферовый, слабомарганцовистый, желтовато-коричневый
	28	1616	13°36' с. ш.	0—5	Ил мелкоалевритовый, терригенный, темно-серый, с коричневатым оттенком
	33	1596	11°50' с. ш., 60°22' з. д.	5—20	Ил пелитовый, терригенный, коричневый
	63	810	7°35' с. ш.	5—15	Ил пелитовый, терригенный, желто-коричневый
	62	1200	7°59' с. ш., 53°17' з. д.	5—22	Ил алевритово-пелитовый терригенный, голубовато-серый
Юго-Восточная Атлантика («Академик Курчатов», 3-й рейс, 1968 г.)	53	780	6°02' ю. ш., 12°03,4' в. д.	0—5	Ил пелитовый, терригенный, слабожелезистый, коричневый
	59-2	1495	7°58,3' ю. ш., 12°16,6' в. д.	0—5	Ил пелитовый, терригенный, слабожелезистый, зеленовато-серый
				10—20	То же
				80—106	Ил пелитовый, терригенный, зеленовато-серый
				208—230	Ил пелитовый, терригенный, зеленовато-серый, с запахом H ₂ S
87-2	5320	10°54,8' ю. ш., 5°56,5' в. д.	5—33	Ил пелитовый, терригенный, слабожелезистый, коричневый	
			70—86	Ил пелитовый, терригенный, голубовато-серый	
95-1	1800	10°53,8' ю. ш., 12°03,5' в. д.	21—40	Ил мелкоалевритовый, терригенный, темно-серый	
			159—175	Ил пелитовый, терригенный, темно-серый	

(пробы воды анализировались сразу же после их отжатия)

Фракция <0,01 мм	Содержание основных компонентов в осадках (в % от веса сухого осадка)					Содержание микроэлементов, мкг/л		
	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ аморфн.	Fe	Mn	Fe	Mn	Cu
—	—	—	—	0,64	0,02	82,0	87,5	42,0
66,67	48,67	0,61	0,86	2,58	0,04	—	280,0	—
72,7	53,67	0,20	0,77	2,72	0,23	—	69,0	—
42,21	22,58	0,40	1,70	4,19	0,11	—	82,0	—
88,06	14,35	0,70	0,95	4,42	0,19	—	60,0	—
—	4,16	1,16	2,62	4,61	0,03	—	100,0	—
—	11,17	0,83	1,23	4,57	0,03	—	335,0	—
80—15	0,61	3,41	1,77	7,07	0,10	300,0	15000,0	—
81,34	0,50	2,47	2,13	6,22	0,06	120,0	8500,0	—
—	5,95	1,76	—	—	—	1620,0	7250,0	—
—	13,19	1,98	1,17	5,56	0,02	200,0	3600,0	—
—	13,91	1,79	1,70	—	—	160,0	4350,0	—
48,66	2,10	0,49	2,30	4,25	2,29	20,0	85,0	—
—	0,84	1,04	2,50	4,24	0,07	200,0	4625,0	10,0*
—	16,20	1,92	3,59	4,90	0,02	180,0	2000,0	—
—	17,70	2,10	1,04	4,42	0,02	250,0	1750,0	—

Место отбора, рейс судна	№ станции	Глубина, м	Координаты	Горизонт, см	Тип осадка
Северная часть Срединно-Атлантического хребта («Академик Курчатов», 6-й рейс, 1969 г.)	101-2	2570	14°01,8' ю. ш., 11°59,7' в. д.	221—241	То же
				21—39	Ил пелитовый, терригенный, серый, с зеленоватым оттенком
				126—142	Ил пелитовый, терригенный
				218—233	То же
	108-1	5320	10°51,1' с. ш., 6°28,5' в. д.	332—350	То же, сильный запах H ₂ S
				0—20	Ил алевритово-пелитовый, терригенный, слабомарганцовистый, пятнистый, коричневый, с гнездами голубовато-серого ила
	431-2	4650	43°03,0' с. ш., 19°27,5' з. д.	0—10	Ил мелкоалевритовый, фораминиферовый, палевый.
	434	4625	19°47' с. ш., 26°18' з. д.	0,8	Ил мелкоалевритовый, фораминиферовый, палевый.
441, Д-2	5040—5320	30°02' с. ш., 43°20' з. д.	Верх	Ил алевритово-опелитовый, фораминиферовый, серовато-желтый	
441, Д-3	2730—3210	29°51,06' с. ш., 42°50,5' з. д.	Верх	Ил мелкоалевритовый, фораминиферовый, коричневатожелтый	
441, Д-9	1960—2000	30°01,0' с. ш., 42°28,8' з. д.	Верх	Ил мелкоалевритовый, фораминиферовый	

* Определения выполнены через 1,5 года после окончания рейса.

щи осадков эта гидроокись может частично растворяться и пополнять запасы растворенного железа в поровых водах.

Поровые воды фораминиферовых осадков Срединно-Атлантического хребта богаче железом, чем морские (см. табл. 34), всего лишь в 2—5 раз. Здесь интенсивного накопления железа в поровых водах не происходит. Это связано, видимо, с несколькими причинами. Ими могут быть как низкие темпы поставки на дно железа с биогенным детритом (первичная продукция планктона и содержание органического вещества в осадках этой области несравненно ниже, чем в районе банки Джорджес или у побережья Конго), так и низкие темпы накопления здесь гидроокислов железа терригенного происхождения.

Судя по данным, полученным на станциях 59-3 и 96-1, концентрация железа в поровых водах по мере продвижения в глубь осадочной толщи в некоторых случаях заметно уменьшается. Возможно, что это связано со старением поровых вод и изменением окислительно-восстановительного потенциала осадков, в результате чего часть растворенного железа может

Фракция <0,01 мм	Содержание основных компонентов в осадках (в % от веса сухого осадка)					Содержание микроэлементов, мкг/л		
	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ аморфн.	Fe	Mn	Fe	Mn	Cu
—	16,28	1,54	0,87	4,52	0,02	60,0	1675,0	—
—	2,97	2,02	0,37	4,71	0,04	130,0	2875,0	—
—	71,08	13,11	2,72	3,62	3,68	70,0	2050,0	—
—	14,05	2,80	1,30	3,68	0,02	—	—	—
69,87	8,53	2,84	2,43	—	—	150,0	850,0	90,0*
66,7	12,71	0,57	1,76	4,52	1,62	110,0	500,0	90,0*
55,2	81,98	0,23	0,75	0,65	0,05	17,0	143,7	110,0
51,8	68,93	0,27	0,90	1,60	0,05	31,0	27,5	48,0
—	—	—	—	—	—	23,0	27,5	12,0
—	—	—	—	0,32	0,04	28,0	43,8	22,0
—	92,24	0,13	—	0,94	0,05	19,5	187,0	26,0

переходить в твердую фазу. На горизонте 332—350 см (станция 101-2) увеличение концентрации может быть связано с сероводородным заражением, затрудняющим выпадение твердой фазы гидроокислов железа.

Марганец. В поровых водах бассейна Атлантики определено от 2,4 до 15 000 мкг/л марганца. Это в 2—470 раз больше, чем в морских водах этих же районов. Следовательно, в поровых водах идет интенсивное накопление марганца по сравнению с морскими водами. Наиболее интенсивно оно происходит в илах побережья Конго, наименее интенсивно — в фораминиферовых илах Срединно-Атлантического хребта. В первой области повышенные концентрации марганца отмечены и в морских водах (см. табл. 34), в то время как в водах области хребта они несколько понижены. Однако разница в концентрациях марганца в морских водах в этих участках бассейна менее резкая, чем в поровых водах. Видимо, накопление марганца в жидкой фазе осадков не связано ни с его концентрацией в морских водах, ни с минералогическим составом осадков и содержанием в них органического вещества. Диатомовые илы содержат от 4 до 12% C_{орг},

Концентрации реакционного железа, марганца и меди (мкг/л) в морских водах в участках отбора проб иловых вод

Район отбора	Станция	Горизонт, м	Fe _{реакц}	Mn	Cu
Банка Джорджес	442	0—46	4,3—5,8	4,5—9,0	2,7—5,2
Гвианская котловина	4	Около 4660	—	2,5	Следы
	33	0—1	—	2,0	—
	Район ст. 62—63	0—3600	—	2,5—20,0	—
Юго-Восточная Атлантика	53	0—1	20,0	32,0	—
	Район ст. 59	0—100	20,0—32,0	10,0—13,5	—
	Ст. 87 и р-н ст. 108	0—50	10,0—21,0	5,0	—
	Район ст. 101	Придонный 0—100	7,0 4,0	1,8 4,8	—
Северная область Срединно-Атлантического хребта	434	0—50	9,0—14,0	3,0—4,3	3,0—4,3
	441	Придонный 0—100	14,0 8,5—11,0	15,5 13,0	6,3 2,5—4,5
		Около 3000	8,5	11,0	1,5

а терригенные илы побережья Конго — около 1—2,5%, однако в водах диатомовых илов марганца в 10—100 раз меньше, чем в терригенных.

Основные причины различий концентраций марганца в поровых водах следует искать скорее всего в различиях окислительно-восстановительного потенциала и pH, которые являются определяющими при его растворении или выпадении в виде твердой фазы. Это подтверждается тем фактом, что в окисленных осадках (желто-коричневых, серо-коричневых, палевого цвета и т. д.) марганца в поровых водах, как правило, значительно меньше, чем в восстановленных (серых, голубовато- или зеленовато-серых, черных и т. д.). В твердой фазе осадков соотношения содержаний марганца обратные: в окисленных разностях его значительно больше, чем в восстановленных. Так, например, в поровых водах окисленных илов Гвианской котловины в жидкой фазе содержится от 60,0 до 100,0 мкг/л Mn, а в твердой фазе — от 0,03 до 0,23%. Избыток марганца здесь настолько велик, что он стягивается в железо-марганцевые конкреции. В поровых водах восстановленных осадков содержание марганца составляет 280,0—335,0 мкг/л , а в твердой фазе обычно не превышает 0,03—0,04%. Еще большая разница наблюдается в пелагических илах. Например, на горизонте 5-33 (станция 87-2, см. табл. 33), где осадки окислены, в поровых водах определено всего лишь 85,0 мкг/л марганца, в то время как в осадках его содержание равно 2,27%. В подстилающих голубовато-серых илах соотношение обратное — 4625,0 мкг/л и 0,07%. Та же картина наблюдается и на примере осадков станции 130 (табл. 35). В этой общей схеме имеются некоторые исключения, указывающие на неравномерность распределения марганца в окисленных илах одной и той же колонки (см. табл. 33, станции 53, 69 и табл. 35, станция 185-1). Причины таких сравнительно небольших различий могут крыться как в колебаниях значений Eh и pH, так и в различиях минералогического состава осадков.

Очень низкие концентрации марганца характерны, несмотря на отрицательные значения Eh, для поровых вод диатомовых илов шельфа в районе залива Уолфиш-Бей (см. табл. 35). Твердая фаза диатомовых илов, на 40—60% состоящая из скелетов диатомовых и на 10—20% — из органического вещества, также характеризуется минимальными содержаниями марганца из всех типов донных осадков Атлантики (800 проб).

Интересно сравнить данные о концентрациях Mn в поровых водах современных донных осадков и древних океанских осадочных пород, получен-

Концентрация железа, марганца и меди в поровых водах осадков Атлантического океана (все пробы воды были подкислены 6NНCl и анализировались через 1,5 года после окончания рейса)

№ станции	Глубина, м	Координаты	Горизонт	Тип осадка	рН	Еh	Содержание основных компонентов в осадках (в % от веса сухого осадка)						Содержание микроэлементов, мкг/д	
							фракция, <0,01 мм	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ аморфн.	Fe	Mn	Mn	Cu
98-2	115	11°00,0' ю. ш., 23°38,8' в. д.	30—45	Ил пелитовый, терригенный, зеленоватосерый, с запахом H ₂ S	7,45	-123	—	16,62	2,15	0,68	2,82	0,02	54,5	80,0
			122—134	То же	7,65	-120	—	17,65	1,70	1,02	3,77	0,02	93,0	40,0
			170—187	Ил пелитовый терригенный, темно-серый	7,50	-93	—	20,63	1,44	0,74	2,63	0,02	155,0	—
130	5500	16°54,2' ю. ш., 4°01,2' в. д.	0—17	Ил пелитовый, фораминиферовый, желтовато-белый	7,50	+357	82,0	73,25	0,29	1,05	1,51	0,14	42,0	80,0
			76—92	Ил пелитовый, фораминиферовый, темно-серый	7,69	-103	74,30	12,71	2,70	4,68	4,52	0,02	327,5	110,0
			137—157	Ил пелитовый, фораминиферовый, темно-серый	7,62	-63	—	21,63	2,52	4,28	3,49	0,03	172,5	10,0
137-1	1860	16°57,8' ю. ш., 11°04,1' в. д.		Ил пелитовый, терригенный, зеленоватосерый, с запахом H ₂ S	7,69	-93	—	19,21	2,00	2,26	4,05	0,02	130,0	130,0
			131—147	То же	7,73	-65	—	12,95	3,17	7,72	3,49	0,02	85,0	140,0
			226—241	» »	7,47	-145	—	11,94	2,83	11,11	3,39	0,02	60,0	180,0
			283—297	» »	7,64	-140	—	15,11	2,25	8,44	3,39	0,02	142,5	180,0
140	120	19°38,6' ю. ш., 12°35' в. д.	0—10	Ил пелитовый, диатомовый, темно-зеленый	7,34	-203	79,3	9,42	8,1	27,67	2,63	0,2	54,5	10,0
			10—25	То же	7,47	-203	—	12,65	8,75	38,06	—	—	22,5	10,0
			56—76	» »	7,39	-193	79,01	18,30	11,31	16,46	—	—	37,0	10,0
			114—134	» »	7,50	-186	82,25	19,28	8,50	19,10	—	—	90,0	100,0

Таблица 35 (продолжение)

№ станции	Глубина, м	Координаты	Горизонт	Тип осадка	рН	Ен	Содержание основных компонентов в осадках (в % от веса сухого осадка)						Содержание микроэлементов, мкг/л	
							фракция, <0,01 мм	CaCO ₃	СОрг	SiO ₂ аморфн.	Fe	Mn	Mn	Cu
143	129	22°26,2' ю. ш., 13°50,3' в. д.	0—10	Ил пелитовый, диатомо- вый	7,45	-196	70,45	14,05	12,5	21,13	1,13	0,01	16,5	10,0
			10—25	То же	7,34	-133	—	16,32	15,38	30,38	0,84	0,02	2,4	—
152	76	23°40,8' ю. ш., 14°19,6' в. д.	0—5	Ил алевритово-пелито- вый, диатомовый	—	—	64,29	4,39	4,28	40,40	1,13	0,005	155,0	70,0
153-2	105	22°43,2' ю. ш., 14°06,0' в. д.	0—10	Ил пелитовый, диато- мовый	7,28	-233	87,30	3,89	6,60	38,11	0,94	Следы	22,5	85,0
			60—75	То же	7,55	-218	—	3,25	7,66	59,92	—	—	56,2	10,0
			155—166	» »	7,79	-190	—	5,37	6,70	59,56	—	—	56,2	—
			205—218	» »	7,90	-128	—	5,37	4,60	67,18	—	—	57,2	—
			245—260	» »	8,06	+27	—	6,25	4,65	66,32	—	—	—	280,0
157-2	75	22°28,2' ю. ш., 14°14,0' в. д.	0—25	Ил пелитовый, диато- мовый	7,26	-203	—	8,50	3,66	53,70	1,03	0,01	36,0	—
			85—100	То же	7,51	-163	—	3,64	5,48	61,46	—	—	112,0	—
			145—160	» »	7,91	-178	—	2,64	5,22	63,28	—	—	23,0	30,0
			205—218	» »	7,95	-43	—	4,00	4,92	58,92	—	—	13,4	110,0
160-2	92	21°59,2' ю. ш., 13°51,2' в. д.	0—10	Ил пелитовый, диато- мовый	7,35	-163	75,10	4,50	5,34	45,30	0,75	Следы	93,0	10,0
			50—60	То же	7,38	—	—	5,00	7,29	56,80	—	—	85,0	70,0
			127—139	» »	7,77	—	—	13,14	8,23	56,74	—	—	35,0	—
			187—203	» »	7,86	—	61,9	6,07	8,28	49,72	0,85	0,005	53,0	—

Таблица 35 (окончание)

№ станции	Глубина, м	Координаты	Горизонт	Тип осадка	рН	Eh	Содержание основных компонентов в осадках (в % от веса сухого осадка)						Содержание микроэлементов, мкг/л	
							Фракция, <0,01 мм	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ аморфн.	Fe	Mn	Mn	Cu
163-1	100	21°28,7' ю. ш., 13°34,9' в. д.	0—25	Ил алевритово-пелитовый, диатомовый	—	—	61,9	5,89	9,29	31,62	0,85	0,005	53,0	—
185-1	5470	19°55,8' ю. ш., 1°03,0' в. д.	28—44	Ил пелитовый, терригенный, шоколадно-коричневый	7,70	+462	—	18,01	0,24	0,74	5,37	0,83	147,5	10,0
			90—105	То же	7,70	+457	—	13,01	0,06	0,92	5,28	0,83	65,0	—
			172—192	» »	7,72	+424	—	24,88	0,09	1,07	4,52	0,63	140,0	—
205-1	2440	23°00,1' ю. ш., 12°09,9' в. д.	32—51	Ил алевритово-пелитовый, фораминиферовый, светло-зеленый	7,80	—86	—	79,92	1,00	3,37	0,84	Следы	305,0	10,0
			119—132	То же	—7,60	+107	—	60,04	4,53	3,02	1,60	»	260,0	70,0
			192—212	» »	—7,45	—23	—	60,79	4,28	4,44	1,32	»	57,0	30,0
209	120	22°59,4' ю. ш., 14°10,8' в. д.	0—20	Ил пелитовый, диатомовый	7,41	—218	—	7,87	6,41	55,62	0,93	—	54,5	40,0
			55—75	То же	7,53	—223	—	8,76	6,00	50,06	—	—	36,0	60,0
			120—138	» »	7,66	—203	87,48	6,50	5,30	63,64	—	—	55,0	10,0

Примечание. рН и Eh замеры в свежих пробах осадков Г. Н. Батуриным.

ных при помощи глубинного бурения (Chan, Manheim, 1970). В поровых водах древних пород концентрации этого элемента колеблются в пределах 100—8300 мкг/кг , то есть примерно в таких же пределах, что и в современных осадках. В среднем же концентрации марганца в водах кернов осадочных пород выше. Данные бурения показали, что по мере приближения к материке концентрация Mn в поровых водах увеличивается.

Источник высоких концентраций марганца в поровых водах пока не совсем ясен. По всей вероятности, этим источником не может быть органический детрит, поступающий из верхней толщи вод. В мелководных диатомовых илах, по данным микроскопического анализа, содержатся большие количества свежего и полуразложившегося органического детрита и определены максимальные для осадков Атлантики содержания $S_{\text{орг}}$ — до 12,5%, а иногда даже до 14%. Однако, несмотря на это, марганца как в жидкой, так и в твердой фазах здесь очень мало. Органический детрит в целом беден марганцем. В зоопланктоне Гвинейского залива (6 проб) его содержание колеблется в пределах $2,4 \cdot 10^{-4}$ — $9 \cdot 10^{-4}\%$, в саргассовых водорослях — $1,2$ — $3,1 \cdot 10^{-4}\%$, в планктоне — $0,84$ — $9,6 \cdot 10^{-4}\%$ (наши данные).

Возможно, что марганец поступает в осадки с обломочным материалом: в виде коллоидов и твердых частиц окислов (Страхов, 1954; Лисицын, 1964). Этот материал, попав из морской воды в другую физико-химическую обстановку (верхнюю пленку донных осадков), частично растворяется и переходит в жидкую фазу, пополняя запасы Mn в поровых растворах. При пересыщении порового раствора марганец выпадает в виде тонкодисперсного черного вещества, часто наблюдаемого в осадках, или стягивается в железомарганцевые конкреции.

Медь. В поровых водах определено от 10,0 до 180,0 мкг/л меди. Это примерно в 5—10 раз больше, чем в морских водах (см. табл. 33, 34). Медь накапливается в поровых водах более интенсивно по сравнению с железом и менее интенсивно по сравнению с марганцем. В отличие от марганца окислительно-восстановительный потенциал, видимо, не играет большой роли в распределении концентраций меди в жидкой фазе. Как в окисленных, так и в восстановленных осадках могут наблюдаться как минимальные, так и максимальные концентрации меди (см. табл. 33, 35). Характерно, что в поровых водах диатомовых илов содержание меди примерно такое же, как и в фораминиферовых илах Срединно-Атлантического хребта.

В целом медь в поровых водах осадков Атлантики распределяется неравномерно.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РИФТОВОЙ ЗОНЫ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Геотермические градиенты. Геотермические работы в 6-м рейсе «Академика Курчатова» проводились совместно с американскими исследователями. В экспедиции получено 11 измерений теплового потока (рис. 88).

Оба прибора — советский и американский — представляют собой регистратор и несколько пар термодатчиков, укрепленных на грунтовой трубке. Отличаются они только способом регистрации. С помощью американской аппаратуры измерялся градиент как в грунте, так и в придонном слое воды. Теплопроводность донных осадков определялась двумя способами — с помощью иглы-зонда (Von Herzen, Maxwell, 1959) и по процентному содержанию воды в осадке, причем первый метод давал результат, завышенный на 10—20% по сравнению со вторым.

Результаты всех измерений приведены в табл. 36.

Три низких значения обнаружены в южной части Бискайского залива. Восемь измерений теплового потока были проведены по профилю Дакар — рифтовая зона. На рис. 89, 90 показан характер изменения величин теплового потока и других геофизических параметров вдоль этого профиля. Следует отметить характерные для осевых частей срединных хребтов резкие колебания величин теплового потока.

Низкое значение $0,75 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ получено у подножия материкового склона севернее островов Зеленого Мыса. Два измерения $1,34$ и $1,28 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ обнаружены в зоне абиссальных холмов Канарской котловины. Среднее значение теплового потока для этой котловины по 20 измерениям составляет $1,16 \pm 0,54 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, для котловины Зеленого Мыса $1,03 \pm 0,36 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (по 6 измерениям). В Иберийской котловине

Таблица 36

Результаты измерений теплового потока, проведенных в 6-м рейсе «Академика Курчатова»

№ стан- ции	Координаты		Глубина, м	Теплопровод- ность, $10^{-3} \text{ кал/см} \times$ $\times \text{сек} \text{ } ^\circ\text{C}$	Температур- ный градиент в осадках, $10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C/м}$	Тепловой по- ток, 10^{-6} $\text{мкал/см}^2 \times$ $\times \text{сек}$	Температур- ный градиент в воде, $^\circ\text{C/м}$
	широта (с)	долгота (з)					
434	19°14'	26°13'	4600	2,2	3,4	0,75*	0
435	21°51,3'	29°14,6'	5342	2,2	5,9	1,34*	0,058
436	23°09,5'	31°48'	5760	2,2	5,8	1,28	—
439	28°05'	40°50'	4230	2,26	3,7	0,84	—
443	28°51,5'	42°11'	3580	2,2	7,2	1,68*	—
441-1	30°04,5'	42°27,5'	5040	2,0	3,8	7,6*	0
441-5	29°51,8'	42°55,3'	2850	2,19	15	3,15*	0
441-7	30°08'	42°36,5'	2940	2,1	33	6,93	—
445	45°22,8'	10°36'	2710	2,2	3,95	0,87	—
447-2	44°37,7'	7°37,1'	4900	2,1	3,02	0,63	—
450	44°34,8'	5°35,2'	4700	2,3	3,8	0,87	—

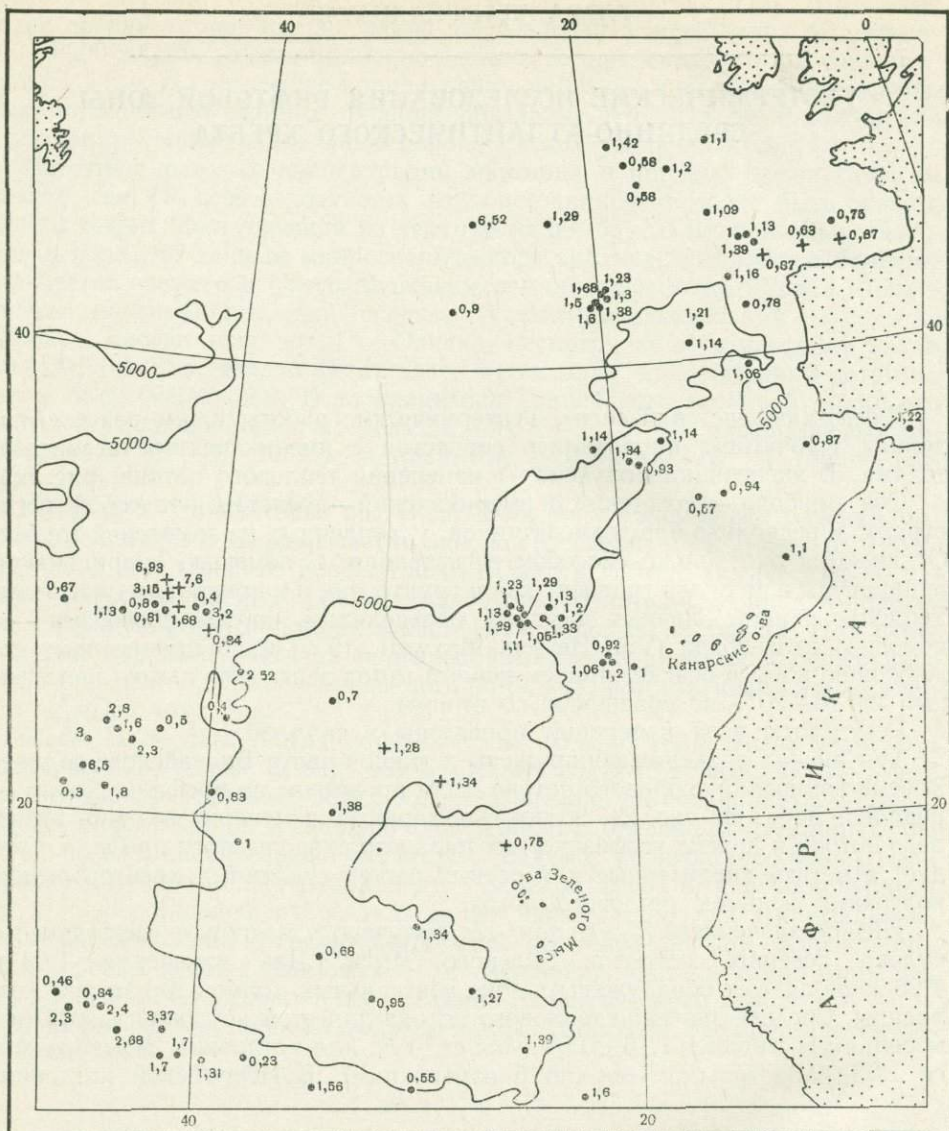


Рис. 88. Тепловой поток в северо-восточной Атлантике
 + — измерения проведенные в 6-м рейсе «Академика Курчатова»

имеются два измерения теплового потока 1,21 и 1,14 $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Надо отметить, что, как правило, глубоководные котловины характеризуются умеренным тепловым потоком. Для глубоководных котловин Атлантики по 207 измерениям приводится среднее значение теплового потока, равное $1,24 \pm 0,36 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Horai, Simmons, 1969).

Пять измерений были проведены на срединно-океаническом хребте. Низкое значение теплового потока, равное $0,84 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, обнаружено в верхней части склона хребта. Четыре измерения проведены в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 90). Значение $1,68 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ получено на юго-восточном гребне хребта. Значение $3,15 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ обнаружено по другую сторону рифтовой долины — на западном гребне. Две очень высокие величины теплового потока $7,6$ и $6,93 \text{ мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ обнаружены в зоне пересечения центральной рифтовой долины разломом ши-

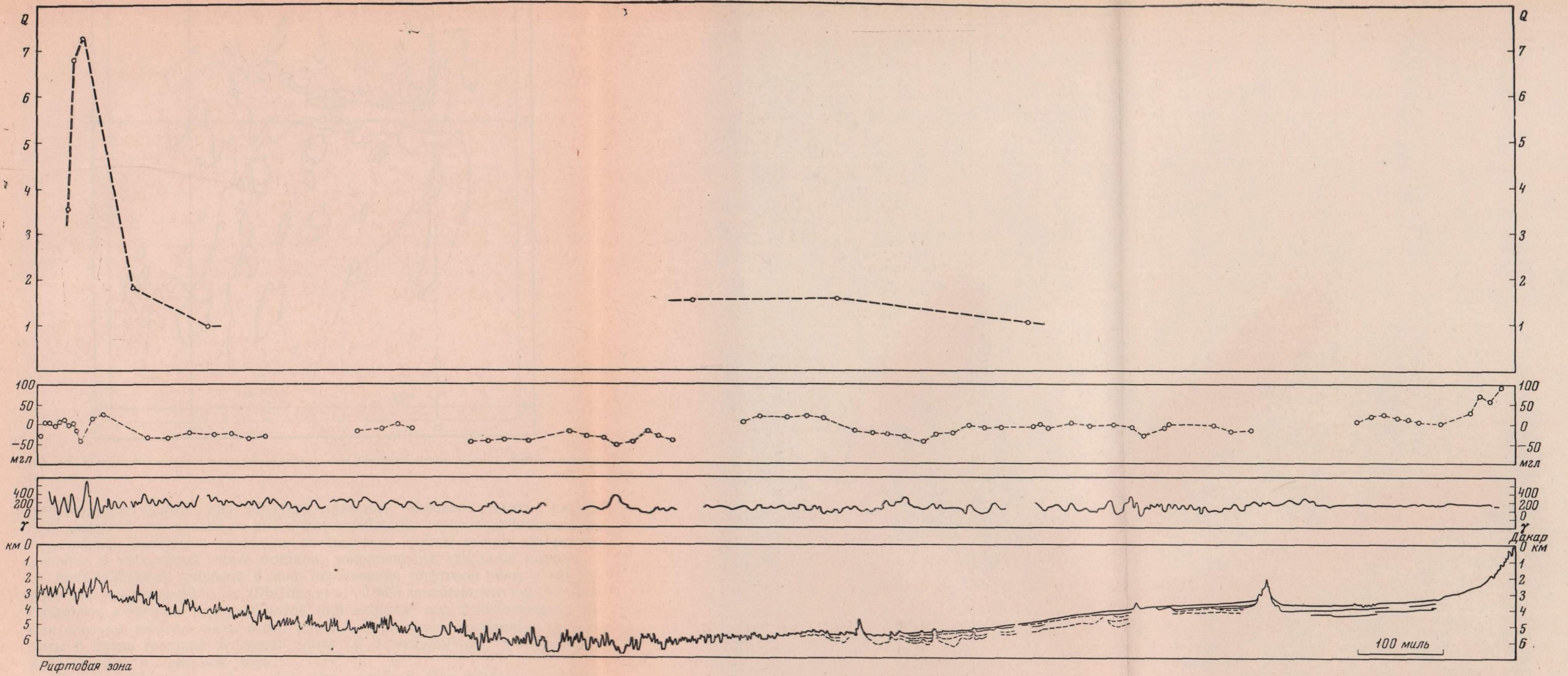


Рис. 89. Профиль Дакар — рифтовая зона

Зак. 881

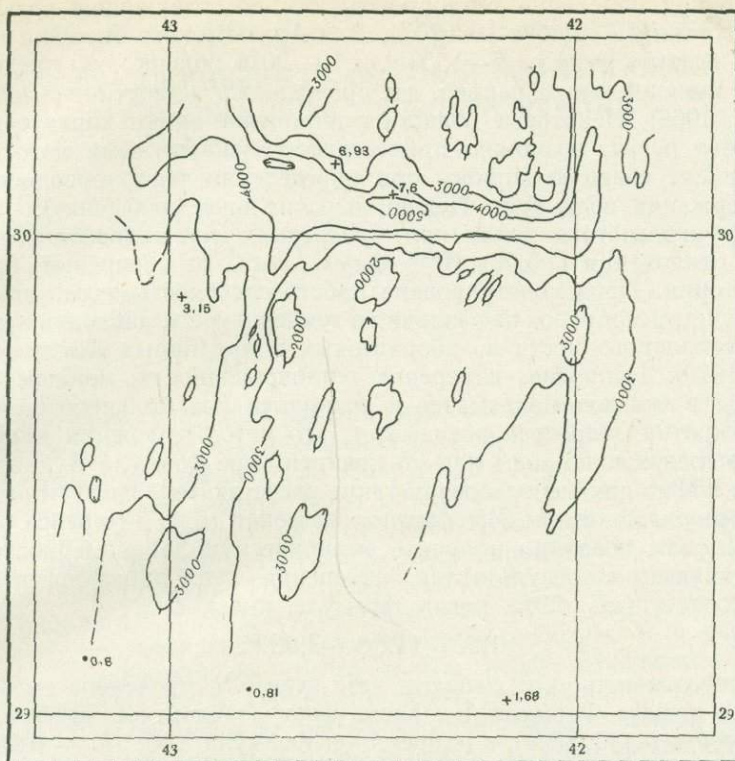


Рис. 90. Измерения теплового потока в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта в районе 30° с. ш.

ротного простирания, где получено значение теплового потока, равное $6,93 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, драгой со дна подняты обломки серпентинизированного перидотита. Измерение проведено на северном крутом склоне широтного разлома в небольшой линзе осадков, заполняющих скальные породы.

Американскими учеными в зоне пересечения рифтовой зоны и широтного разлома около 43° с. ш. (Phillips et al., 1969) замечено, что присутствие базальтов и низкий тепловой поток ($0,9 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$; 2 наблюдения) характеризуют южную часть этого района. Серпентинизированные перидотиты и очень высокий тепловой поток ($3-7 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$; 4 измерения) наблюдались в северной зоне.

Теплопроводность и содержание воды в осадках. При получении кривой для калибровки данных в методе измерения теплопроводности по содержанию воды в осадках (Ratcliff et al., 1961) важно, схожи ли образцы по своим физическим свойствам и из каких мест они взяты. Поэтому существенно иметь как можно большее число образцов и использовать образцы из большего числа мест при выводе этой кривой.

Наиболее широко известна калибрационная формула (Bullard and Day, 1961)

$$1/K = R = (168 \pm 14) + (6,78 \pm 0,31) W,$$

где W — процентное содержание воды.

Однако при выводе этой формулы было использовано лишь 44 образца осадков.

С развитием метода измерения теплопроводности по содержанию воды в осадках было сделано некоторое сравнение результатов, получаемых этим методом и методом измерения теплопроводности с помощью игольчатого зонда (Von Herzen, Maxwell, 1959). При этом сравнении было пока-

зано, что при измерении теплопроводности по содержанию воды присутствует постоянная ошибка 10—20%. Для Арктического бассейна теплопроводность осадков была на 5—10% или 10—20% больше, чем предсказывал метод, в зависимости от района, где проводилось измерение (Lachenbruch, Marshall, 1966). Некоторые области в Атлантике имеют характерные слои кварцевого песка, возможно принесенного турбидитными потоками, которые вносят главную ошибку при определении теплопроводности методом содержания воды (Von Herzen, персональное сообщение).

Метод игольчатого зонда при измерениях теплопроводности *in situ* показал отклонения в $0,02 \times 10^{-3}$ кал/см²·сек°С от измерений, сделанных в лаборатории. Продемонстрирована работоспособность метода игольчатого зонда с учетом поправок на различия в температуре и давлении при измерениях и теплопроводности в лабораторных и природных условиях (Sclater et al., 1970). Напротив, измерение теплопроводности методом содержания воды в осадках показывает в несколько раз большую ошибку.

Этот краткий перечень показывает, что метод измерения теплопроводности по содержанию воды или по крайней мере формула Булларда недостаточно точны для использования при расчетах теплового потока. Пересмотр формулы на основе 245 образцов, включая 16 из 6-го рейса «Академика Курчатова», позволил получить эмпирическую закономерность, лучше согласующуюся с результатами измерения теплопроводности методом игольчатого зонда. Эта новая формула имеет вид:

$$1/K = 112,6 + 7,08W.$$

Следует отметить, что точность этой формулы проверена на 16 образцах этого рейса. Формула Булларда дает стандартное отклонение для этих образцов 0,446 (17%), в то время как формула Хобарта — 0,286 (11%).

Результаты измерений теплопроводности различными методами приведены в табл. 37.

Выводы. При сравнении данных по тепловому потоку, полученных в этом рейсе, мы видим, что общая тенденция, замеченная ранее, сохраняется. Тепловой поток, наблюдаемый вблизи континентальных окраин и на абиссальных равнинах, равен среднему тепловому потоку для океанических плит. На флангах срединно-океанического хребта наблюдается зона пониженных значений теплового потока, увеличивающихся по направлению к оси хребта. В районе оси хребта наблюдается узкая зона высоких значений теплового потока (в основном от 2 до 3×10^{-6} кал/см²·сек), испытывающих значительные вариации. Поперечная разломная зона (в нашем случае разломная зона Атлантик) характеризуется очень высокими значениями теплового потока от 7 до 8×10^{-6} кал/см²·сек, отмечая тем самым наличие в этой области современных интрузий или экструзий, а также, возможно, гидротермальную деятельность.

Таблица 37

Результаты измерений теплопроводности

Влаж-ность, %	Тепло-провод-ность	Формула Булларда	Отклоне-ние Δ	Формула Хобарта	Отклоне-ние Δ	Влаж-ность, %	Тепло-провод-ность	Формула Булларда	Отклоне-ние Δ	Формула Хобарта	Отклоне-ние Δ
43,2	2,72	2,17	-0,55	2,41	-0,31	48,2	2,43	2,02	-0,41	2,20	-0,23
44,1	2,42	2,14	-0,28	2,35	-0,07	47,5	2,77	2,04	-0,73	2,13	-0,64
40,5	2,50	2,26	-0,24	2,50	0,00	40,2	2,66	2,27	-0,39	2,52	-0,14
42,9	2,47	2,18	-0,29	2,40	-0,07	48,2	2,77	2,02	-0,75	2,20	-0,57
41,7	2,42	2,22	-0,20	2,45	+0,03	40,5	2,69	2,26	-0,43	2,51	-0,18
38,2	2,62	2,34	-0,28	2,61	-0,01	37,7	2,66	2,36	-0,30	2,63	-0,03
46,1	2,53	2,08	-0,45	2,33	-0,20	47,9	2,18	2,03	-0,15	2,12	-0,06
50,1	2,67	1,97	-0,70	2,14	-0,53	49,7	2,36	1,98	-0,38	2,15	-0,21

**МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ
И ПРОБЛЕМА РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Исследования рифтовых зон Мирового океана показали, что в них весьма широко представлены проявления рудообразования. Интенсивное полиметаллическое оруденение было обнаружено в рифтовой зоне Красного моря (Miller et al., 1966; Degens, Ross, 1969; Батурин и др., 1969), железистое оруденение — в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (Скорнякова, 1964; Bostrom, Peterssen, 1966), хромитовое и сульфидное — в рифтовой зоне Срединно-Индоеокеанского хребта (Чернышева, 1969; Вахрушев, Прокопцев, 1969; Батурин, Розанова, 1972; Дмитриев и др., 1970).

Полиметаллическое оруденение было установлено и в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта в 6-м рейсе «Академика Курчатова» (Дмитриев и др., 1970). Со дна и склонов ущелья поперечного разлома на полигоне II были подняты драгой многочисленные обломки пород, свидетельствующих об активной вулканической и гидротермальной деятельности, сопровождающейся привносом рудных элементов. Мантийные породы — серпентинизированные лерцолиты и гарцбургиты — подвержены здесь интенсивному метасоматическому замещению кальцитом, анкеритом и хлоритом. В этих породах установлено повышенное содержание свинца, цинка, меди, серебра, ртути, хрома, ванадия, кобальта, никеля, а также иногда олова и бериллия. Особенно высокие концентрации этих элементов обнаружены в кальцитовых прожилках, выполняющих трещины и зияющие полости в серпентинитах. Содержание некоторых элементов в этих породах и минералах показано в табл. 38.

В тяжелой фракции шлиха, полученного из проб донных осадков на этом же полигоне, в значительном количестве присутствует апатит и встречаются барит, флюорит, везувиан, турмалин и топаз, которые могут свидетельствовать о существовании здесь и более высокотемпературных стадий фумарольной деятельности.

В колонке донных осадков, взятой в ущелье поперечного разлома на станции 432, отмечены несколько прослоев пирокластического и пеплового материала, фиксирующих периоды активизации тектонической деятельности и вулканизма. Эти прослои, а также перекрывающие и подстилающие их горизонты вблизи от них характеризуются повышенным содержанием Na_2O , K_2O , а также ртути, серебра, свинца и других рудных элементов-примесей. Совпадение максимальных содержаний практически всех этих элементов для одних и тех же горизонтов свидетельствует о периодическом привносе редких и рудных элементов и щелочей.

Чрезвычайно интересно отметить, что наряду с привносом типичных «гидротермальных» элементов — серебра, свинца, ртути, олова, здесь осуществляется привнос и сидерофильных элементов — никеля, кобальта, хрома и ванадия, свойственных ультраосновным породам. Это обстоятельство позволяет думать, что источник рудного вещества лежит здесь в перидотитовом блоке уходящем корнями в мантию. Вынос рудных эле-

Содержание некоторых рудных элементов (г/т) в коренных породах и минералах станции 432

Порода (минерал), № образца	Hg	Zn	Cu	Sp	Pb
Серпентинизированный гарцбургит, Д-3/1	0,260	1800	121	6	10
То же, Д-3/3	0,110	1600	56	20	Следы
То же, Д-3/6	0,108	1000	57	Следы	»
То же, Д-3/11	0,200	600	120	»	»
Прожилки кальцита, Д-3/10	0,120	Следы	100	»	»
То же, Д-3/9	0,092	»	70	2	»
Кальцит с киноварью (?) Д-3/14	1,800	2000	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Кальцит из шлиха, Д-3/136	0,400	200	То же	То же	То же
Шлих, тяжелая фракция, Д-3/13	0,800	12000	120	100	200
Шлих, легкая фракция, Д-3/12	1,000	19000	500	300	500
Шлих неразобранный, Д-5/4	0,372	Следы	300	300	700

Примечание. Определение Hg и Zn произведено атомно-абсорбционным анализом аналитики А. Бажов и М. Шайдуров; определение Cu, Sp, Pb — полуколичественным спектральным анализом, аналитики Ю. И. Беляев, Н. А. Дурасова.

ментов из мантии происходит при этом в ходе вулканизма и последующего гидротермального процесса.

Вопрос о причинах, приводящих к отделению от мантийного субстрата щелочей, кремнекислоты и рудных элементов, пока еще не ясен. Однако если принять во внимание, что закономерный фазовый переход гранатовых перидотитов в шпинелевые при подъеме мантийного вещества в верхние структурные этажи сопровождается отделением щелочей и некоторых элементов-примесей, то можно предположить именно в этом процессе причину появления глубинного источника щелочей и элементов-примесей.

Обнаруженные вне пределов развития сиалической коры в рифтовых зонах океана вулканической и фумарольной деятельности, сопровождающихся привнесом щелочей, летучих компонентов, кремнекислоты, углекислоты и рудных элементов, позволяет подойти к решению проблемы металлоносности верхней мантии и ее роли как источника рудного вещества. Проблема эта приобретает сейчас важное значение, поскольку и на материках в последние годы получено большое количество данных о зависимости характера магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации от глубины залегания мантийных пород и от особенностей развития блоковой тектоники отдельных регионов в периоды их тектонической активизации.

Исследования рифтовых зон Мирового океана едва ли не впервые дали возможность суждения о геохимии глубоких частей литосферы океанических областей Земли. При этом один из наиболее интересных в практическом отношении результатов изучения образцов глубинных пород — представление о металлоносности верхней мантии и о ее потенциальных возможностях как источника рудного вещества (Барсуков, Дмитриев, 1972). Такое представление получено на основе анализа данных по химическому составу гипербазитов рифтовых зон, характеризующих, по нашему мнению, среднеглубинную шпинелевую фацию мантии и некоторых данных по составу гипербазитов из включений в базальтоидах и кимберлитах, доставляющих вещество мантии с больших глубин.

Оказалось, что уровень содержания литофильных и халькофильных рудных элементов в исходных породах мантии — лерцолитах (и, возможно, верлитах) в среднем на целый порядок выше, чем предполагалось

Содержание рудных элементов в исходных породах мантии и в продуктах ее дифференциации ($10^{-4}\%$)

Породы	Sn	W	Mo	Cu	Zn	Pb	I	Ag	Hg	Nb	Ta
Лерцолиты	3,8	2,8	—	47	124	4,6	0,005	0,076	0,075	—	—
Гарцбургиты	2,0	0,8	0,7	53	140	4,2	0,003	0,012	0,024	7	0,8
Дуниты	0,6	1,2	2,0	24	6	6,8	0,002	0,035	0,012	13	1,6
Энстатиты	0,2	—	—	11	—	—	0,004	0,003	0,068	—	—
Верлиты	9,0	1,2	0,8	160	160	4,6	0,029	—	—	36	1,0
Эклогиты	1,4	—	—	—	—	18	0,026	0,110	—	—	—
Гипербазиты альпинотипной формации (по Виноградову, 1962)	0,5	0,15	0,2	20	30	0,1	0,005	0,050	0,010	1,0	0,01

Примечание. Часть материала по гипербазитам и эклогитам из кимберлитов любезно предоставлена А. В. Ухановым.

ранее по содержанию этих элементов в альпинотипных гипербазитах. В табл. 39 суммированы имеющиеся данные о содержании рудных элементов в океанических гипербазитах по нашим и литературным данным, а также немногочисленные данные о содержании этих элементов во включениях в кимберлитах и базальтоидах. В качестве исходного вещества мантии мы рассматриваем здесь лерцолиты, в качестве же остаточного после выплавления базальтовой составляющей — гарцбургиты и дуниты, а также, возможно, пироксениты и энстатиты. Относительно генезиса верлитов вопрос может решаться двояко: их можно рассматривать и как исходное вещество, и как продукт выплавления из лерцолитов при давлениях выше 30 кбар. Эклогиты мы относим к продуктам метаморфизма базальтовой оболочки.

Образование альпинотипных гипербазитов представляется нам связанным с развитием геосинклинального процесса. Оно сопровождается при этом весьма серьезными преобразованиями первичных пород мантии в условиях формирующейся коры континентального типа, в частности более полной экстракцией рудных элементов.

Следует отметить значительный разброс данных по содержанию одних и тех же рудных элементов в продуктах дифференциации первичного вещества мантии — гарцбургитах и дунитах. Можно предполагать в связи с этим, что в обратной зависимости подобный разброс в обогащении теми или иными рудными элементами базальтоидных пород происходит при их выплавлении.

Большие вариации содержания олова и других элементов, по всей вероятности, в значительной мере связаны с различной изоморфной емкостью пироксенов и оливина по отношению к этим элементам. Так, наибольшей изоморфной емкостью в отношении олова обладают моноклинные пироксены, а наименьшей — оливин. Ортопироксены занимают промежуточное положение, но присутствие в них алюминия в шестерной координации приближает их по оловоносности к оливинам. Действительно, в лерцолитах с повышенным содержанием моноклинного пироксена концентрация олова в 2 раза выше, чем в гарцбургитах, и в 10—20 раз выше, чем в дунитах или энстатитах. Максимальные концентрации олова отмечаются в верлитах, породах, резко обогащенных моноклинным пироксеном.

Близкий к олову характер распределения в ультраосновных породах

Нормативный минеральный состав базальтов (%), выплавляющихся из лерцолита и соответствующих им остаточных гипербазитов, и содержание олова ($г/т$) в базальтах

Глубина, км	Порода	Sn	Оливин	Гиперстен	Диопсид	Полевой шпат
15—20	Высокоглиноземистый базальт	1,0	5	25	5	65
	Гипербазитовый остаток	—	75	20	5	—
25—50	Толейт	1,0	—	23	17	60
	Гипербазитовый остаток	—	70	25	5	—
40—60	Оливиновый толейт	8,0	15	10	30	45
	Гипербазитовый остаток	—	65	35	—	—
50—70	Щелочной базальт	2,9	30	35	5	30
	Остаточный гипербазит	—	60	35	6	—
100	Пикрит	3,6	40	5	15	40
	Остаточный гипербазит	—	60	40	—	—

наблюдается для меди, цинка, серебра, золота и ртути, хотя для последних трех элементов и намечается некоторое отклонение от этой схемы. Оно связано, по-видимому, также с разной изоморфной емкостью оливина и пироксена по отношению к этим элементам.

Принимая все это во внимание, можно сделать вывод, что содержание олова и других рудных элементов в породах, выплавляющихся из мантии в кору и в образующих верхнюю мантию остаточных породах, будет определяться, с одной стороны, исходным составом мантии, и, с другой стороны, петрохимическим и минералогическим типом базальтоидов. Вместе с тем экспериментальными исследованиями (например, Грина и Рингвуда, 1968) показано, что состав базальта, выплавляющегося из мантии, зависит от глубины и степени плавления исходной мантийной породы. Приближительный нормативный минеральный состав базальтов и соответствующих им остаточных гипербазитов вместе с данными по содержанию олова в этих базальтах показан в табл. 40. Как видно, наиболее благоприятными условиями, приводящими к обогащению базальтов оловом, являются глубина выплавления порядка 40—100 км и высокая степень плавления мантии. Именно в этих условиях формируются оливиновые толейты, а остаточная порода верхней мантии состоит из оливина и гиперстена с высоким содержанием глинозема. При уменьшении глубины и степени выплавления концентрация олова в базальтах постепенно убывает и на глубине 30 км и при степени плавления 15—20% практически исчезает.

Справедливость предположенной схемы подтверждается тем, что в действительности образцы насыщенных кремнекислотой толейтовых базальтов и высокоглиноземистых базальтов рифтовых зон, образующихся на сравнительно малых глубинах, характеризуются содержанием олова не более 1 $г/т$, в то время как оливиновые толейты и пикриты, образующиеся на большей глубине, характеризуются повышенной концентрацией олова до 10 $г/т$. Выплавляющиеся на еще большей глубине (более 100 км) пикритовые базальты вулканов океанических плит за пределами рифтовой зоны обогащаются оловом уже в меньшей степени. Например, в пикритовых базальтах Гавайских островов установлено содержание олова 3 $г/т$.

Любое выплавление расплавов из мантийных пород сопровождается своей обязательной составляющей — дегазацией. К сожалению, мы пока еще не располагаем сведениями о зависимости интенсивности и состава дегазирующих составляющих от петрохимических особенностей и условий образования тех или иных расплавов. О составе дегазирующих составляющих и о возможности выноса ими рудных элементов пока можно судить

лишь по весьма ограниченным косвенным сведениям. В этой связи следует напомнить о нахождении касситерита, авогадрита и ферручита в продуктах газовых эманаций Этны (Сицилия), а также о высоких содержаниях олова и свинца в пеплах Карымского вулкана (Камчатка), сорбирующих эти элементы из вулканических газов. Интересны полученные нами данные о весьма высоком содержании олова (20—30 г/т и до 60 г/т) в слабоизвестковистых со значительной примесью вулканогенно-кластического материала илах в районе хребта Рейкьянес и о. Ян-Майен, известных своими современными проявлениями вулканизма. Столь высокое содержание олова в океанических осадках в несколько раз выше содержания олова в так называемых оловоносных гранитах, хотя в то же время в других участках Атлантики содержание олова в осадках составляет всего 2—8 г/т, а в осадках шельфа Исландии — 4—12 г/т.

Сделав вывод о зависимости концентрации рудных элементов в базальтовых выплавках от условий и степени плавления мантии, мы должны попытаться ответить на вопрос, чем в свою очередь определяются эти условия и степень плавления. Анализ условий формирования различных структур и формаций горных пород в океанических областях приводит нас к представлению о развитии в океанических сегментах Земли по крайней мере четырех важнейших тектонических процессов (Дмитриев и др., 1972; Сорохтин и др., 1971), контролирующих условия и степень плавления мантийных пород: рифтогенальный процесс (поднятие глубинного вещества, сопровождающееся выплавлением базальтов, серпентинизацией остаточных пород мантии, формированием литосферы в осевых частях рифтовых зон и латеральными смещениями литосферных плит), океанический платформенный процесс (продолжающаяся дифференциация мантии сопровождается выплавлением базальтов и формированием «второго» слоя коры и осадочного чехла), геосинклинальный процесс (пододвигание океанических литосферных плит под материковые, частичное переплавление океанических плит, формирование вулканических островных дуг и накопление осадочных толщ за счет их разрушения, соскребание осадочного чехла океанических плит и формирование осадочных толщ складчатых сооружений островных дуг) и, наконец, процесс погружения материковых платформенных массивов в тылу геосинклинальных систем или в области вторжения рифтовых систем в пределы материков (переплавление корней литосферных плит и фазовые переходы в состоянии вещества). Исходя из этой весьма упрощенной схемы (поскольку детальное изложение наших взглядов о существовании упоминаемых тектонических процессов не входит в задачи данной главы), попробуем представить условия и степень плавления мантии в ходе этих процессов и влияние их на концентрацию рудных элементов.

В рифтовых зонах океана, в ходе рифтогенального процесса подъем глубинного вещества может происходить с различной скоростью, и в зависимости от этого выплавление базальтов происходит на больших или меньших глубинах и с различной полнотой. При этом чем медленнее идет подъем глубинного вещества, тем больше глубина и степень выплавления, а следовательно — и концентрация рудных элементов в базальтах, достигающая в оливиновых толеитах и пикритах 10 г/т. В процессе быстрого поднятия глубинного вещества выплавление базальтов происходит на малых глубинах и оказывается неполным, а содержание олова в насыщенных кремнекислотой толеитовых и высокоглиноземистых базальтах не более 1 г/т. В обратной зависимости оказывается концентрация рудных элементов в остаточных гипербазитах верхней мантии, блоки которых выходят в рифтовых зонах на поверхность дна океана и в связанных с ними гидротермальных образованиях.

В условиях стабильных океанических плит, испытывающих лишь латеральные перемещения, выплавление базальтов из мантии происходит на значительных глубинах — в особенности на начальных стадиях развития

вулканизма островов. Если степень выплавления оказывается при этом достаточно полной, то базальты бывают обогащены рудными элементами, как, например, обогащены оловом пикритовые базальты Гавайских островов. Большой интерес представляет вопрос о концентрации рудных элементов, происходящей в ходе геосинклинального процесса. При поддвижении океанических плит под материковые предполагается погружение этих плит на глубины, где происходит преобразование базальта в эклогит. Это сопровождается выделением и удалением из сферы реакции больших количеств кремнекислоты, и натрия, с которыми, по-видимому, и связано последующее закономерное наложение на базальты начальных этапов развития геосинклиналей интенсивного натрового метасоматоза и окремнения. Однако такой процесс вряд ли приводит к выносу олова из образующихся эклогитов, ибо здесь оно будет связываться в возникающих гранатах и моноклинных пироксенах. Поэтому такие эклогиты могут унаследовать и сохранить в себе исходные содержания рудных элементов первичных океанических базальтов. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты определения содержания олова в ряде образцов коровых эклогитов из разных районов Мира, любезно предоставленные нам Н. Удовкиной. Более чем в половине из них были обнаружены повышенные содержания олова от 3 до 20 г/т (а в среднем — 10 г/т).

В то же время выплавление из погружающихся блоков эклогитов пород андезитового состава, как это показывают Грин и Рингвуд (1968), может привести к появлению высокооловоносных трахиандезитов при условии, что исходные базальты также были оловоносны. Это может быть как в случае обогащенных оловом глубинных океанических оливиновых или пикритовых базальтов, так и в особенности в случае глубинных континентальных оливиновых толеитов.

В частности, последний вариант может быть характерен для постороннего периода тектонической активизации в тылу молодых геосинклинальных систем краевых зон континентов, когда там возникают трахиандезитовые расплавы. Такие расплавы обладают специфической оловоносностью, характерной для районов сульфидно-касситеритового оруденения. Например, Е. А. Радкевич (1970) и М. А. Фаворская (1971) отмечают, что сульфидно-касситеритовые месторождения Дальнего Востока часто приурочены к блокам с редуцированной мощностью консолидированной коры и необычно близким к поверхности залеганием границы Конрада (10—12 км) ниже которой залегают либо базальты, либо, что более вероятно, эклогиты. В то же время мощность мезозойских и палеозойских отложений, по данным стратиграфических разрезов, должна там значительно превышать 10—15 км. Эти отложения смяты в крутые изоклинальные складки, уходящие, по-видимому, на большую глубину. Глубинное продолжение структур этого осадочно-метаморфического комплекса как бы срезается поверхностью Конрада, имеющей в этом случае значение границы метаморфических или фазовых преобразований. В прошлом мощность коры в целом была здесь, по-видимому, значительно больше, чем сейчас, но в процессе погружения физические границы в толще литосферы — поверхность Конрада и поверхность Мохоровичича — поднялись на более высокие уровни. Формирование в этих условиях оловоносных пород трахиандезитовой формации и сульфидно-касситеритовых месторождений вполне отвечает изложенным выше соображениям.

Сходные проявления оловянного оруденения наблюдаются на Дальнем Востоке на Корякском перешейке, а также на Аляске в районе Юкона. Эти проявления оруденения связаны с блоковой тектоникой верхнемелового времени, что совпадает по времени с третичным тектогенезом в Японской, Курило-Камчатской и Алеутской геосинклинальных системах.

С тектогенезом в самих геосинклинальных системах связано проявление рудоносности офиолитовых поясов. Эти пояса отвечают, по мнению многих

исследователей, обогащенным рудными элементами фрагментам коры и верхней мантии океанических плит, протрудированным в тело складчатых геосинклинальных сооружений в процессе пододвигания океанических плит под материковые, а местами — надвигания их на материковые плиты литосферы. Вероятно, с таким именно процессом связаны крупные стратиморфные колчеданные месторождения полиметаллов и олова в Тасмании, располагающиеся на фланге древнего геосинклинального желоба и приуроченного к нему сфиолитового пояса. Подобное происхождение, возможно, имеют месторождения Бурон и Кызыл-Дере, расположенные на флангах Северо-Кавказского колчеданного пояса, а также оловоносные гранатовые перидотиты и эклогиты сфиолитового пояса Полярного Урала.

Процессы рудобразования, связанные, как нам кажется, с погружением континентальных блоков и переработкой глубинных оливиновых толечей, наблюдаются также на участках развития рифтовых зон в пределах материковых массивов. Например, известный Бушвельдский комплекс располагается на южном продолжении Восточно-Африканского рифта. Подавляющее большинство сульфидно-касситеритовых месторождений Северной Америки располагается на материковом продолжении рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия и Калифорнийского залива. Яно-Верхоянский оловорудный пояс располагается на материковом продолжении Срединно-Арктического рифта. Упсминавшиеся выше высокие содержания олова в осадках района о. Ян-Майен и хребта Рейкьянес, возможно, также связаны с переработкой в ходе георифтогенального процесса континентального массива, поскольку сейчас получены довольно убедительные данные о материковом происхождении Исландского плато. Это плато можно рассматривать как фрагмент древнего континента, в пределы которого простирается рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта и развитие которой привело к погружениям и переработке блоков континентальной литосферы.

Несколько отличается, по-видимому, от рассмотренных нами процессов рудообразования формирование упоминавшихся в самом начале главы железистых и марганцовистых осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия и некоторых других зон океана. Концентрация железа и марганца в осадках этих областей вряд ли может быть объяснена мантийными процессами, а скорее всего связана с изменением физико-химических условий осадкообразования и возникновения сорбирующей способности осадков под влиянием гидротермальной активности рифтовых зон.

Предлагаемый здесь анализ некоторых случаев проявлений рудообразования в связи с реализацией металлоносности мантии в различных тектонических условиях чрезвычайно схематичен и может рассматриваться лишь как самое первое приближение в исследованиях затронутой проблемы. Однако нам кажется важным указать перспективность разработки такого направления. Она вытекает из новых данных о металлоносности мантийных пород, обнаруженной в рифтовых зонах океанов, и из возможности представить различные условия движений глубинного вещества в ходе важнейших тектонических процессов, становящихся теперь известными для океанических сегментов Земли благодаря разработке новых концепций глобальной тектоники. Новый подход к оценке мантии Земли как источника рудного вещества, в том числе и такого элемента, как олово, традиционно связывающегося лишь с кислым гранитоидным магматизмом в пределах земной коры континентального типа, откроет, возможно, новые перспективы и в прогнозировании поисков полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, организованные секцией наук о Земле Президиума Академии наук СССР в 1964—1969 гг., явились важным этапом в развитии отечественных работ по геологии, геофизике и геохимии дна океанов. Организованные Институтом океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР с участием ученых Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта, Геологического института АН СССР, а также Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова и ряда других научно-исследовательских учреждений три экспедиции в Индийском и Атлантическом океанах на исследовательских судах «Витязь» и «Академик Курчатов» завершили не только накоплением большого фактического материала по недостаточно изученным ранее областям океанов, но и формированием нового направления в проблематике и методах изучения океанского дна. Результаты этих многолетних исследований, обобщенные в завершаемой этим томом трехтомной монографии, могут быть полезны достаточно широкому кругу ученых, разрабатывающих современные проблемы развития Земли. Эти результаты, хотя и имеют наибольшее значение для решения проблемы развития океанических областей, могут также оказаться важными в приложении к вопросам геологии континентов.

Работы по проблеме рифтовых зон в 1964—1969 гг. проводились в обстановке чрезвычайно быстрого оформления и широкого признания новой концепции тектонического развития океанических областей Земли — так называемой концепции расширения дна океана и тектоники плит. Эта концепция возникла прежде всего благодаря успехам морской геофизики, давшим убедительные свидетельства активного развития литосферы в рифтовых зонах океанов. Появление новой концепции сопровождалось отходом от ограничений в представлениях о динамике земных оболочек, установленных идеями преимущественно вертикальных движений, к самым широким допущениям горизонтальных движений, а также отходом от исключительного применения геосинклинальной концепции в тектонической интерпретации данных по геологии океанических областей Земли, в признании в качестве важнейшего тектонического процесса наряду с процессом геосинклинального развития процесса развития рифтовых зон (георифтогенальный процесс). Применение новой концепции к интерпретации геологических, геофизических и геохимических данных открывало большие перспективы, позволяя укладывать в единую схему явления, ранее почти не рассматривавшиеся во взаимосвязи, выявлять закономерности развития различных тектонических систем и структур, предсказывать развитие их во времени и пространстве и использовать эти закономерности для прогноза полезных ископаемых. Вместе с тем концепция расширения дна океана и тектоники плит страдала в тот период и все еще продолжает страдать в известной степени формальным решением ряда кардинальных во-

просов, излишней схематизацией, недостатком связи с данными о веществе земных оболочек, с конкретными данными по геологической истории континентов. Все это приводит в ряде случаев к стремлению упростить наблюдаемую сложную геологическую обстановку и избежать объяснения и изучения противоречивых явлений, не укладывающихся в упрощенную схему, или прибегать к неоправданно условным решениям.

Путем к дальнейшему развитию и усовершенствованию новой концепции или к построению иной, более совершенной концепции нам представлялись целенаправленные исследования детальной структуры рифтовых зон в тесной связи с познанием вещества земной коры, и в случае возможности, верхней мантии. Поэтому основным методом исследований были избраны исследования полигонов — ограниченных по площади, но достаточно представительных участков рифтовых зон — с применением всего доступного в настоящее время комплекса технических средств морской геофизики и геологии, за исключением лишь столь специфического вида работ, как глубоководное бурение. Такой прием исследований был в этот период достаточно новым, и уже в силу этого полученные данные представляют значительный интерес. По своей методике эти исследования могут быть сопоставлены с работами того же периода английских ученых в Аденском заливе и северо-западной части Индийского океана, канадских ученых в северной части Атлантического океана, американских ученых в центральной части Индийского и Атлантического и в восточной части Тихого океанов. Вместе с тем в сравнении с упомянутыми работами советские исследования выделялись, как нам кажется, особенно большим вниманием к изучению магматических пород рифтовых зон и связи их со структурами дна и геофизическими полями и сопровождалась особенно успешными массовыми сборами образцов этих пород. В этом отношении результаты советских исследований представляют несомненный интерес и заслуживают особого внимания.

Следует заметить также, что в процессе тех дискуссий, которые развернулись в нашей стране по поводу новой концепции расширения дна океана и тектоники плит, сформулированной в основном такими учеными, как Хесс (Hess, 1962), Дитц (Dietz, 1961), Вайн и Мэттьюс (Vine, Matthews, 1963), Оливер, Айзекс и Сакс (Oliver et al., 1968), наличие у советских ученых собственного фактического материала по геологии, геофизике и геохимии рифтовых зон, доступного широкому кругу ученых для анализа и обобщения, сыграло определенную роль, дав возможность правильно оценивать различные положения новой концепции и намечать вопросы для дальнейших исследований. Вообще возможность критического анализа этих материалов учеными различных направлений позволила рассмотреть их с разных позиций и по-разному интерпретировать их. При этом, несмотря на выявившиеся различия в интерпретации, например в отнесении ультраосновных пород рифтовых зон к категории пород корового или мантийного происхождения, в оценке признаков поднятия глубинных пород и расширения в рифтовой зоне, в интерпретации геофизических данных о природе основных слоев земной коры океанического типа, все же именно наличие фактического материала, прежде всего — образцов магматических пород, доступных аналитическому изучению, дало сильный толчок серьезному обсуждению новых концепций и проблем развития океанических областей Земли.

Что же явилось главным в тех результатах, которые были собраны в эти годы советскими учеными, работавшими по проблеме рифтовых зон, и в тех выводах, которые были сделаны на основе собранных фактических данных?

Детальные исследования морфологии рифтовых зон подтвердили представления о линейном характере рифтовых гряд и разделяющих их рифтовых долин. Вместе с тем становится ясной ограниченная протяженность

этих линейных форм рельефа, местами — кулисообразное их расположение, а также далеко не полная симметрия их относительно оси рифтовой зоны. Пересекающие рифтовые зоны и отвечающие смещениям их оси ущелья трансформных разломов далеко не всегда ориентированы по нормали к общему простиранию хребта и отклонения от нормали достигают местами 45° . При этом максимальные глубины рифтовой зоны закономерно приурочены к этим участкам трансформных разломов и представляются нам следствием растяжений, некомпенсируемых здесь поступлением эффузивного материала (как это происходит частично в рифтовых долинах). Зарождение молодых рифтовых гряд наблюдается в морфологии дна некоторых рифтовых долин и является, видимо, морфологическим выражением подъема протрузивных тел и сопутствующего этому вулканизма. Расположение вулканических сооружений в рифтовых зонах создает впечатление их наложенности на общий фон блоковых структур.

В глубинной структуре рифтовых зон выявлены черты, проявляющиеся, по-видимому, достаточно закономерно в срединно-океанических хребтах как Индийского, так и Атлантического океанов. Рифтовые зоны обладают сложной блоковой структурой земной коры и верхней мантии. Выделяются различия в строении блоков, соответствующих дну рифтовых долин и ущелий трансформных разломов в рифтовой зоне, блоков рифтовых гор, ближайших к осевой долине, и удаленных от нее. При этом в строении блоков участвуют в той или иной степени все основные слои, выделяемые по сейсмическим данным: «первый», осадочный слой, характеризующийся скоростями сейсмических волн порядка $2,0$ км/сек, «второй» — $4,5$ — $5,5$ км/сек, «третий» — $6,7$ км/сек, «четвертый» — $7,0$ — $7,2$ км/сек и «пятый» — $9,0$ км/сек. Судя по данным драгировок и измерениям скоростей упругих волн в образцах, «второй» слой в рифтовой зоне может быть сложен базальтовыми лавами и серпентинизированными перидотитами, а также брекчией магматических пород различного состава, «третий» — частично серпентинизированными перидотитами, интрузиями основных пород, продуктами их метаморфизма, «четвертый» — разуплотненными перидотитами шпинелевой фации, а «пятый» — плотными перидотитами, возможно переходными к гранатовой фации. Осадочный покров практически отсутствует на дне осевых рифтовых долин и на поверхности ближайших к ним блоков рифтовых гор, и мощность его возрастает в ущельях трансформных разломов и на поверхности блоков рифтовых гор, относительно удаленных от оси зоны. «Второй» слой присутствует всюду, но мощность его возрастает с удалением от оси зоны, причем скорости в нем также могут возрастать с удалением до $6,0$ км/сек. «Третий» слой имеет минимальную мощность в трансформных разломах, и она последовательно возрастает в рифтовых долинах и блоках рифтовых гор с удалением от оси рифтовой зоны. «Четвертый» слой наиболее близок к поверхности под дном ущелий трансформных разломов и осевых долин рифтовой зоны, располагаясь там на глубине около 7 — 8 км, то есть в 4 — 5 км от поверхности дна, испытывает погружение с удалением от нее и, видимо, скорости, соответствующие ему, возрастают также с удалением от оси зоны к склонам хребта до $8,0$ — $8,2$ км/сек. «Пятый» слой также наиболее высоко поднят к поверхности под осевой частью рифтовой зоны, располагаясь там на глубинах около 16 — 17 км, то есть в 10 — 11 км от поверхности дна, и погружаясь по мере удаления от оси рифтовой зоны до 20 — 25 км под поверхность плит океанского ложа.

Характерными являются относительно высокие значения величин теплового потока на ближайших к оси рифтовой зоны блоках рифтовых гор, близкие к средним для океанов — на следующих за ними блоках, еще более высокие, чем вблизи осевой долины, и низкие — на дне рифтовых долин и ущелий трансформных разломов. Весьма характерна связь сейсмической активности дна, наблюдавшейся с помощью донных сейсмографов, с дном разделяющих блоки рифтовых гор, рифтовых долин и ущелий транс-

формных разломов при отсутствии эпицентров в пределах поднятых блоков, даже близких к оси рифтовой зоны.

Все эти характерные особенности структуры свидетельствуют об активном тектоническом режиме рифтовых зон и прежде всего — об очевидном подъеме глубинных границ раздела и масс самого вещества земных оболочек в рифтовых зонах. Достаточно заметна и тенденция в изменении структуры блоков коры с удалением от оси рифтовой зоны. Примечательна при этом и достаточно резкая смена структуры фундамента («второго» слоя) коры при переходе от внешней окраины склонов срединно-океанических хребтов к ложу океанических котловин. Последние два обстоятельства позволяют предполагать продолжающееся развитие коры в процессе латерального перемещения от оси рифтовых зон и генетические различия при переходе к периферическим частям океанического ложа.

Многочисленные драгировки в исследованных нами участках рифтовых зон, привязанные к выявленным геофизическими исследованиями структурам, показали, что там присутствуют только ультраосновные и основные породы, а средние и кислые, характерные для континентальных областей, отсутствуют. Магматические породы рифтовых зон группируются в два основных комплекса: серпентинизированные гипербазиты с метаморфизованными в разной степени интрузиями габбро и дайками долеритов и базальты, образующие покровы на породах первого комплекса. Первый комплекс слагает наиболее глубокие горизонты коры и по своим упругим свойствам, изучавшимся на образцах, и по структурному положению может быть отнесен к «четвертому» и «третьему», а отчасти и ко «второму» сейсмическим слоям, тогда как второй комплекс — лишь ко «второму» слою, в состав которого входят также и вулканогенно-осадочные породы.

Вариации петрографического состава, текстур и структур пород обоих комплексов очень ограничены и сходны для пород, обнаруженных в рифтовой зоне как Срединно-Индокоеанского, так и Срединно-Атлантического хребтов. Это позволяет предполагать развитие рифтовых зон в обоих этих океанах в очень близких геологических условиях и в результате одного и того же глубинного процесса. Для ультраосновных пород рифтовых зон характерен устойчивый парагенезис: оливин — ортопироксен — клинопироксен — шпинель, тогда как плагиоклазовые перидотиты исключительно редки, а гипербазиты с гранатовым или слюдяным парагенезисом не были обнаружены ни в одном случае. Равновесность и устойчивость шпинелевого парагенезиса гипербазитов является индикатором глубины и температуры их окончательного формирования на магматической стадии и отвечает представлениям об условиях, существующих в процессе постоянного подъема мантийного вещества, разогретого до температуры около $1100\text{--}1300^\circ$, с глубин не менее $200\text{--}300$ км к поверхности.

В составе комплекса ультраосновных пород существует разрыв, благодаря которому среди них отчетливо выделяются две разности: лерцолиты и гарцбургиты. В целом по вариациям петрохимических составов гипербазитов рифтовых зон близки к ультраосновным включениям в кимберлитах и базальтовых лавах, но отличаются от гипербазитов альпинотипной формации повышенной кремнекислотностью и повышенным содержанием гиперстена. Лерцолиты весьма близки по своему составу к пиролитам — гипотетическому веществу недифференцированной мантии. Сопоставление нормативных (по содержанию оливина, гиперстена и диоксида) составов гипербазитов рифтовых зон на тройной диаграмме с линиями изотерм плавкости показывает, что лерцолиты занимают низкотемпературную область в сравнении с гарцбургитами. Это также подтверждает представление о том, что лерцолиты рифтовых зон могут отвечать исходному мантийному веществу, тогда как гарцбургиты представляют собой остаточный тугоплавкий продукт, образующийся после сепарации базальтовой составляющей от лерцолитов при частичном их плавлении.

Магматические породы рифтовых зон основного состава — базальты — представлены непрерывным рядом пород с относительно широкой дисперсией составов. Среди них преобладают толеиты с отклонением составов как в сторону к высокоглинистым базальтам, так и к субщелочным оливниновым базальтам. Вытянутый рой точек на диаграмме, отвечающий базальтам рифтовых зон, пересекает классические вариационные линии дифференцированных базальтовых серий и вместе с тем лежит в пределах поля, ограничивающего вариации составов средних базальтов—родоначальных магм различных базальтовых провинций мира. Судя по этому, базальты рифтовых зон представляют собой продукты кристаллизации недифференцированных родоначальных магм, а вариации их составов определяются, по видимому, только физико-химическими условиями их выплавления из мантии, то есть режимом температуры и давления. В обстановке высокой тектонической активности рифтовых зон и происходящего там подъема глубинного вещества нет условий для длительного существования магматических очагов, и выплавляющиеся базальтовые магмы не успевают дифференцировать и немедленно доставляются по трещинам в области остывания.

Важной особенностью магматических пород рифтовых зон является их комплементарность по петрохимическим составам: оперируя данными конкретных анализов пород Срединно-Атлантического и Срединно-Индоеокеанского хребтов, оказалось возможным доказать, что из океанических лерцолитов можно выплавить от 10 до 25% базальтов с образованием в остатке океанических гарцбургитов. Комплементарность исследуемых пород свидетельствует о петрохимической, а следовательно, и о генетической взаимосвязи ультраосновных и основных пород рифтовых зон, образующихся, вероятно, в едином процессе дифференциации мантии. Такое представление подтверждается также и содержанием в этих породах элементов-примесей. Гипербазиты рифтовых зон значительно обогащены в сравнении с гипербазитами континентов ураном, торием, литием и хромом и в меньшей степени — цирконием, медью и барием, но обеднены золотом и рубидием. Базальты рифтовых зон в сравнении с континентальными обогащены хромом, никелем и ванадием, но обеднены литием, рубидием, цезием, стронцием, барием, ураном, торием, свинцом и золотом. При этом общим как для гипербазитов, так и для базальтов является резкое преобладание натрия над калием, близкое торий-урановое отношение, повышенное содержание хрома и пониженное содержание рубидия, цезия и золота в сравнении с аналогичными породами континентов. Отмечается комплементарность ультраосновных и основных пород в отношении титана, редкоземельных элементов, лития, калия и натрия. Судя по всем этим данным, в процессе дифференциации мантии лерцолиты играют роль исходного вещества мантии, а гарцбургиты образуют остаток после выплавления и сепарации базальтов от лерцолитов.

Петрохимическое сравнение гипербазитов рифтовых зон с ультраосновными породами континентальных областей, рассматривающимися в качестве отторженцев от верхней мантии, обнаруживает одновременно черты как различия, так и сходства между ними. При этом основность альпинотипной формации гипербазитов континентальных областей оказывается значительно выше, чем у всех остальных комплексов гипербазитов. Это может быть обусловлено либо региональной неоднородностью вещества верхней мантии, либо связано с глубоким метаморфизмом офиолитовых толщ, с которыми связаны альпинотипные гипербазиты. Выявляется вместе с тем, что вариации состава вещества верхней мантии на уровне шпинелевой фации глубинности одинаковы под континентами и под океанами. С глубиной степень дифференциации мантии уменьшается и гранатовые лерцолиты, по всей вероятности, представляют собой породы, наиболее близкие по составу к исходному веществу мантии.

Магматический процесс, протекающий в рифтовых зонах и приводящий к формированию обнаруженных там геологических комплексов, обусловлен

подъемом нагретого вещества лерцолитовой мантии вдоль относительно узкой вертикальной зоны, совпадающей по простиранию с осью срединно-океанического хребта. Подъем мантийного вещества должен происходить с глубин не менее 200—300 км, по крайней мере из астеносферы и верхов нижней мантии, чтобы геотерма рифтовой зоны оказалась близкой к линии солидуса и создались бы условия для быстрого совершения реакции перехода от гранатовых к шпинелевым ассоциациям, для частичного плавления лерцолита и магматической деятельности. Судя по диаграмме плавления и состава базальтоидов, базальты рифтовых зон занимают вполне определенную область, ограниченную теми же условиями по температуре и давлению, при которых происходит формирование гарцбургитов, то есть на глубине 20—60 км и при температуре 1100—1300°. Именно здесь происходит частичное плавление лерцолита и при благоприятной геологической обстановки отделение базальтовой магмы, сопровождающееся интрузивной и эффузивной деятельностью.

Вполне очевидно, что поднимающееся мантийное вещество будет испытывать на своем пути ряд физико-химических превращений, таких как переход от гранатовых парагенезисов к шпинелевым, выплавление легкоплавкой базальтовой фракции, отделение флюидной фазы, воздействие мигрирующих вверх расплавов и растворов на вышележащие и окружающие толщи пород и т. п. Вероятность осуществления этих процессов и степень их завершенности будут существенным образом зависеть от интенсивности подъема мантийного вещества и характера обмена теплом и веществом поднимающихся масс с окружающей средой. От этого будут зависеть полнота твердофазовых переходов, глубина начала плавления, объем выплавляемого вещества и его состав, а также состав флюидной фазы.

В рамках предлагаемого механизма легко объясняются главные особенности геолого-геофизического строения срединно-океанических хребтов, в частности высокая сейсмическая активность рифтовых зон, характер распределения тепловых полей, интенсивные проявления базальтового магматизма, большое распространение дайкового комплекса, вариации состава базальтов, обусловленные глубиной зарождения магм, блоковое строение осевых частей хребтов и, наконец, проникновение блоков мантийного вещества в верхние структурные этажи океанической коры.

Воздействием флюидной фазы мантийного происхождения на вышележащие толщи пород можно объяснить широкое развитие процессов серпентинизации гипербазитов и зеленокаменного метаморфизма пород основного состава. Ювенильная природа этой фазы была доказана на основании исследований закономерностей распределения меди, органического вещества в измененных породах и особенно по результатам изучения изотопного состава бора и серы в этих образованиях.

Полученные данные о ювенильности агентов метаморфизма и метасоматоза в областях срединно-океанических хребтов не только важны для правильного понимания процессов, идущих в пределах этих структур, но и являются существенным вкладом в современную геохимию. Прежде всего эти данные можно рассматривать как первые реальные доказательства осуществления процесса дегазации мантии, предложенного А. П. Виноградовым (Виноградов, 1964). Кроме того, эти данные позволяют по-новому подойти к одной из важнейших геохимических проблем — к проблеме источника рудного вещества.

Высокая тектоническая активность в рифтовых зонах не допускает длительного существования расплавленных магматических очагов и препятствует их кристаллизационной дифференциации. При этом состав базальтов контролируется глубиной выплавления, которая зависит от интенсивности подъема вещества мантии. При интенсивном подъеме и повышенном геотермическом градиенте очаги расплава должны появляться на минимальной глубине, а его состав будет отвечать высокоглиноземистым

базальтам. При замедленном подъеме очаги частичного плавления мантии сместятся на максимальную глубину, где устойчивыми будут субщелочные базальты или оливиновые толеиты. Наиболее распространенные в пределах рифтовых зон толеитовые базальты выплавляются, очевидно, на средней глубине при оптимальных условиях подъема вещества мантии.

В процессе подъема к поверхности глубинное вещество верхней мантии подвергается процессам метаморфизма и метасоматоза, в которых главную роль играет серпентинизация. На глубинах от 5 до 15 км гипербазиты верхней мантии проходят через изотерму 450° , отвечающую границе устойчивости серпентина, и испытывают серпентинизацию. Исследования закономерностей распределения меди, органического вещества, изотопного состава бора и серы показали, что серпентинизация гипербазитов рифтовых зон происходит, вероятнее всего, за счет ювенильной воды, тогда как океанская вода принимает участие только в процессе гальмиролиза гипербазитов. Установлено также, что серпентинизация гипербазитов рифтовых зон происходит без привноса или выноса главных петрогенных элементов и это обязательно должно приводить к значительному увеличению их объема. Дальнейший подъем гипербазитов с заключенными в них интрузивными телами основного состава приводит их к границе, отделяющей фацию амфиболитов от фации зеленых сланцев. Установлено, что возможные при этом зеленокаменные изменения базальтов и габбро сопровождаются закономерным увеличением концентрации серы и обогащением ее состава тяжелым изотопом, и это контролируется, по-видимому, также поступлением летучих компонентов из ювенильных источников. Следует отметить, что первично одинаковое содержание урана и тория в неизмененных гипербазитах в процессе серпентинизации может резко меняться за счет повышения концентрации урана на целый порядок.

В процессе раздвижения литосферы, формируемой в рифтовых зонах, в стороны от оси срединно-океанического хребта породы коры и верхней мантии должны пересечь зоны повышенного теплового потока, находящиеся на некотором удалении от оси. При этом прохождение теплового барьера должно вызывать частичную десерпентинизацию нижней части толщи серпентинизированных гипербазитов и метаморфизм включений основных пород с образованием достаточно четкой вертикальной зональности, которая и определит более резкую, чем в рифтовой зоне, поверхность Мохоровичича и начальную стратификацию в «третьем» слое коры. В силу этого во «втором» слое присутствуют лишь свежие базальты или породы начальных стадий цеолитового метаморфизма, тогда как в «третьем» слое встречаются зеленокаменные породы, а породы амфиболитовой фации находятся лишь в подошве этого слоя, основное тело которого составят серпентинизированные гарцбургиты и неизмененные интрузии основного состава.

В ходе подъема мантийного вещества в рифтовых зонах происходит не только миграция элементов-примесей вследствие магматической дифференциации, но и перераспределение элементов в ходе газового и гидротермального переноса, связанного непосредственно с дегазацией мантии. О возможности такого процесса можно судить по тому, что вода, необходимая для серпентинизации перидотитов и для зеленокаменного изменения основных пород, а также щелочи и летучие компоненты, вероятнее всего, поступают из мантийного источника. Свидетельства о переносе в гидротермальном процессе некоторых халькофильных элементов-примесей были получены для рифтовых зон как Индийского, так и Атлантического океанов. Так, для хребта Карлсберг они представлены в базальтах и долеритах, подвергшихся зеленокаменному изменению, кварцевыми прожилками с сульфидами с содержанием меди до 5% и цинка — до 400 г/т . В серпентинизированных перидотитах обнаружены касситерит, пайгеит, пирит, халькопирит и апатит при повышенном содержании меди, цинка, серебра и ртути. В рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта в районе Азорских островов обнару-

жены серпентинизированные гарцбургиты, подверженные вдоль зон дробления интенсивному метасоматическому замещению кальцитом, анкеритом и хлоритом. В этих породах установлено повышенное содержание свинца, цинка, меди, серебра, ртути, хрома, ванадия, кобальта, никеля, а иногда олова и бериллия. Особенно высокие концентрации этих элементов обнаружены в кальцитовых прожилках, выполняющих трещины и полости в серпентинитах.

В тяжелой фракции шлиха из донных осадков здесь обнаружены в значительном количестве апатит, барит, флюорит, везувиан, турмалин и топаз, которые могут свидетельствовать о существовании здесь и более высокотемпературных стадий fumarольной деятельности. В осадках ущелья трансформного разлома встречаются прослой пеплов, фиксирующие периоды активизации тектонической активности и вулканизма. В этих прослоях, а также во вмещающих их осадках отмечается повышенное содержание щелочей, ртути, серебра, свинца, никеля, кобальта, хрома, ванадия, меди, олова, бериллия. Это свидетельствует о периодическом привносе в рифтовую зону редких и рудных элементов и щелочей. Интересно, что наряду с привносом типичных «гидротермальных» элементов (серебра, свинца, ртути, олова) осуществляется привнос и сидерофильных элементов (никеля, кобальта, хрома и ванадия) — элементов ультраосновных пород. Это обстоятельство подтверждает представление, что источник рудного вещества лежит в мантийных породах, а вынос его происходит в ходе вулканизма и гидротермального процесса. По данным Уханова и Ставрова (устное сообщение), фазовый переход гранатовых перидотитов в шпинелевые, происходящий при подъеме мантийного вещества к поверхности, сопровождается отделением щелочей и некоторых элементов-примесей. Этот процесс, видимо, может способствовать выносу этих элементов в процессе дегазации мантии и служить причиной появления глубинного источника щелочей и элементов-примесей.

Обнаружение вне пределов сиалической коры в рифтовых зонах океанических областей проявлений вулканической и fumarольной деятельности, сопровождающихся привносом щелочей, летучих компонентов, кремнекислоты и углекислоты, выдвигает новый аспект изучения рифтовых зон в плане выявления роли мантийных пород как источника рудного вещества.

Механизм образования в рифтовых зонах коры океанического типа связан, как мы видим, прежде всего с глобальным подъемом нагретого вещества мантии и с сопряженным с этим поднятием раздвижением океанской литосферы в стороны от оси подъема. В результате подъема разуплотненного вещества мантии и его последующей серпентинизации, увеличивающей объем пород, в рифтовой зоне развиваются процессы горообразования. На более глубоких уровнях подъем вещества мантии сопровождается его частичным плавлением и базальтовым магматизмом, за счет которого формируется «второй» слой коры, перекрывающий поднятые, серпентинизированные и пронизанные метаморфизованными в различной степени габброидными и долеритовыми интрузиями и перидотиты верхней мантии «третьего» слоя земной коры океанического типа.

Раздвижение вновь образованной коры в стороны от оси рифтовой зоны сопровождается наращиванием мощности «второго» слоя, отчасти вследствие того, что площадь выплавления базальтов в рифтовой зоне достаточно широка и выходит за пределы узкой осевой ее части, иногда за счет выплавления, продолжающегося и за пределами рифтовой зоны, уже на склонах хребта. В результате этого может быть сформирована слоистая структура «второго» слоя с перемежающимися слоями лавовых потоков и осадков. По мере удаления от оси хребта интенсивность магматических излияний снижается, а продолжительность циклов осадконакопления возрастает, так что на некотором удалении от оси хребта «второй» слой оказывается полностью перекрытым осадочным покровом, лишь местами прорываемым отдельными вулканическими сооружениями. Поверхность раздела между корой и верх-

ней мантией, представленная в рифтовой зоне границей устойчивости серпентинитов, по мере смещения литосферы в стороны от оси хребта приобретает более четкий характер в ходе десерпентинизации гипербазитов и ограниченного метаморфизма основных интрузий в подошве «третьего» слоя. Кровля верхней мантии при этом оказывается сложенной «вторичными» гранобластовыми десерпентинизированными гипербазитами.

Следует заметить, что обнаруживаемые во многих областях океана резкие различия в структуре «второго» слоя, особенно часто наблюдаемые на границе между областью развития линейных аномалий магнитного поля срединно-океанических хребтов и «спокойного» поля периферических областей океанов, заставляют задуматься над возможными генетическими различиями в пределах океанических плит. Можно ожидать, что в одних случаях эти отличающиеся по структуре «второго» слоя участки плит окажутся созданными либо в ходе древних этапов расширения дна океана при иной, чем современная, ориентации рифтовых зон, либо окажутся крупными фрагментами древних материков, испытавших погружение, подобно плато Воринг, плато Блейк, Багамскому плато, плато Рокколл и другим краевым плато Мирового океана.

Для идентификации рифтовых зон и для оценки темпов расширения дна океана в настоящее время большое значение придается линейным магнитным аномалиям, отвечающим по гипотезе Вайна и Мэттьюза последовательной смене полос наращиваемой в рифтовой зоне коры и фиксирующим в пространстве хронологическую смену полярности магнитного поля Земли. В связи с этим большой интерес представляют данные о детальной структуре магнитного поля рифтовых зон и о магнитных свойствах магматических пород этих зон.

Проведенные измерения намагниченности магматических пород рифтовых зон показывают, что положительные аномалии в их пределах могут быть связаны как со свежими, так и с измененными базальтами, серпентинизированными перидотитами и магнитными разностями габбро. Отрицательные аномалии магнитного поля могут быть созданы лишь неизменными базальтами, обладающими наиболее высокими значениями остаточной намагниченности. Для количественной оценки влияния рельефа, сложенного в рифтовой зоне неизменными базальтами, был произведен подсчет магнитного эффекта слоя, имеющего верхней поверхностью дно океана, а нижней — горизонтальную поверхность. Однако расчетные и наблюдаемые кривые далеко не всегда обнаруживают корреляцию, а подсчеты глубин верхних кромок магнитоактивных тел либо близки к поверхности, либо превышают их на 1,5—2,0 км. Это свидетельствует о существенной магнитной неоднородности верхней толщ коры рифтовой зоны. Отмечены факты обратной намагниченности образцов базальтов в осевой части рифтовой зоны, а также факты многослойной структуры базальтов в осевой части зоны, причем разновозрастные базальты там относятся по крайней мере к двум палеомагнитным эпохам и слагают горизонтально-слоистую толщу. Границы между пачками базальтов различных эпох находятся на глубине 2,5—3,0 км от поверхности дна.

Отмечено также, что в ряде случаев не наблюдается корреляции между интенсивностью аномалий магнитного поля и величиной намагниченности базальтов. Более того, обратно намагниченные базальты в ряде случаев отвечают положительным аномалиям поля. Все это вызывает большие сомнения в возможности стандартного объяснения природы магнитных аномалий рифтовых зон, поскольку они могут быть связаны не только с неизменными базальтами, но и с зонами зеленокаменного метаморфизма и базальтов и серпентинизированными перидотитами. Вполне возможно, что наблюдаемые различия в морфологии аномальных полей рифтовых зон и срединно-океанических хребтов отражают преобладающую роль одного из этих факторов. Закономерное расположение положительных и отрицательных ано-

малий, их линейный характер и симметрия относительно оси срединно-океанических хребтов, безусловно, отражают особенности тектонического развития срединно-океанических хребтов в процессе расширения дна океана, но вместе с тем изложенные выше факты заставляют сомневаться в безупречности представлений о хронологии этих аномалий. Необходимы дальнейшие исследования природы линейных магнитных аномалий и действительного возраста создающих их магнитоактивных тел.

Одним из важнейших вопросов современной геологии континентов является вопрос об источниках формирования андезитовых лав геосинклинальных областей. По существу — это вопрос об источниках формирования сиалического слоя континентов. Выводы о значительной роли в строении земной коры океанического типа базальтов и серпентинитов и представления о пододвигании краев океанических плит под окраины континентов в области геосинклинальных систем подводят к предположениям о возможности формирования лав андезитового состава в результате десерпентинизации пород «третьего» слоя и метаморфической дифференциации базальтов «второго» слоя. В процессе пододвигания и погружения краев океанических плит породы «второго» и «третьего» слоев пересекают зону температурной неустойчивости их минеральных ассоциаций, и это должно сопровождаться в первую очередь интенсивным зеленокаменным метаморфизмом, а затем последующей амфиболитизацией основных пород и дегидратацией серпентинитов. Последнее имеет чрезвычайно важное значение для активизации гидротермальных и метасоматических процессов, в ходе которых из глубинных зон должна выноситься вода, кремнекислота и щелочи.

Таким образом, процесс образования коры океанического типа в рифтовых зонах и дальнейшее развитие коры океанического типа в процессе ее латеральных перемещений являются как бы подготовительным этапом для будущего развития геосинклиналей, ведущего в свою очередь к формированию материковых платформ. В этой схеме процессу развития рифтовых зон принадлежит весьма важная роль: создание пород, содержащих воду и кремнекислоту в форме, доступной для превращения в компоненты андезитовых лав. Поскольку первичные породы мантии Земли — гранатовые перидотиты и лерцолиты — еще не могут поставлять эти компоненты к поверхности в процессе своей дифференциации на глубинах мантии, то поднятие их к поверхности в рифтовых зонах и преобразование в шпинелевые перидотиты и серпентиниты может рассматриваться как начальный этап процесса формирования земной коры, завершением которого является преобразование коры океанического типа в геосинклиналях в кору континентального типа. Частичное преобразование коры континентального типа в кору океанического типа в области погружения краевых частей материков не представляется нам невозможным, так как признаки таких погружений отмечены во многих местах. Однако физико-химическая сторона этого процесса пока еще совершенно не ясна.

Исследования по проблеме рифтовых зон показали, что эти зоны являются уникальным геологическим объектом, не имеющим себе подобного в пределах континентальных секторов Земли. Главная особенность их состоит в том, что комплексы магматических пород здесь образуются в едином процессе дифференциации первичного вещества Земли, и этот процесс не осложнен ни влиянием сиалических пород, ни контаминацией или гибридным и не связан с кристаллизационной дифференциацией. Поэтому рифтовые зоны океанов представляют исключительный интерес для изучения состава вещества мантии, процесса зарождения базальтовой магмы и формирования вещества и структуры наиболее примитивной океанической коры, которая может служить прообразом первичной коры, образовавшейся на протопланетной стадии развития Земли. Изучение тектоники рифтовых зон должно дать ключ к пониманию ведущего процесса тектонического развития океанических областей Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Авилов И. К.* Особенности строения рельефа и грунтов в районе юго-восточной Гренландии. — В сб. «Исследования по программе МГГ» (Труды ВНИРО, т. 46). М., «Пищевая промышленность», 1962.
- Авилов И. К.* Рельеф и донные отложения шельфа и материкового склона северо-западной Атлантики. — В сб. «Исследования по программе МГГ» (Труды ВНИРО, т. 57). М., «Пищевая промышленность», 1965.
- Агапова Г. В., Гайнанов А. Г., Калинина Е. П., Строев П. А.* Статистические характеристики некоторых морских геофизических профилей. — В сб. «Морские гравиметрические исследования». Изд-во МГУ, 1969, вып. 4.
- Атлантический океан (карта 5 — типы донных осадков). Междудомств. геофиз. комитет. М., изд. ГУГК, 1969.
- Ахметьева Е. А.* Особенности гидрохимического режима Датского пролива. — В сб. «Исследования по программе МГГ» (Труды ВНИРО, т. 46). М., «Пищевая промышленность», 1962.
- Бажов А. С., Емельянов Е. М., Шайдунов Ю. О.* Применение метода атомной адсорбции для изучения микроколичеств элементов в морской воде. — В сб. «Материалы Всесоюзного семинара по применению атомно-адсорбционного анализа в геологии». Алма-Ата, 1969.
- Бараиш М. С.* Исследование взвешенных веществ поверхностного слоя вод Северной Атлантики в рейсах э/с «Михаил Ломоносов». — Труды ИОАН СССР, 1962, т. 56.
- Барсанова Н. Г., Пастернак Ф. А.* Исследования донной фауны рифтовой зоны срединно-океанического хребта, проведенные во 2-м рейсе нис «Академик Курчатов». — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 5.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В.* О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — Геохимия, 1972, № 12.
- Батурин Г. Н., Розанова Т. В.* О проявлениях рудной минерализации в рифтовой зоне Индийского океана. — В кн. «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана», т. 2. М., «Наука», 1972.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С.* О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море. — Океанология, 1969, т. IX, № 3.
- Безруков П. Л.* О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. — Океанология, 1962, т. II, № 6.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П.* Классификация осадков современных морских водоемов. — В сб. «Современные осадки Мирового океана». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Беляева Н. В.* Распределение планктонных фораминифер в колонках донных отложений и вопросы методики их изучения. — В сб. «Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления морей и океанов». М., «Наука», 1969.
- Беляева Н. В.* Распределение раковин планктонных фораминифер в осадках рифтовой зоны Индийского океана. — Океанология, 1970, т. X, № 4.
- Богданов Ю. А., Плошко В. В.* Магматические и метаморфические породы глубоководной впадины Романш. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 4.
- Богданов Ю. А., Кошелев Б. А., Солдатов А. В.* Осадки впадины Романш. — Океанология, 1967, т. VII, № 4.
- Брызгалкина А. Г.* Появление нового вулкана. — Природа, 1964, № 5.
- Бубнов В. А., Косарев А. Н.* Распределение водных масс в Атлантическом океане на разрезе по меридиану 30° з. д. (Труды МГИ, т. 30). Киев, «Наукова думка», 1964.
- Буланже Ю. Д.* Морской кварцевый гравиметр. — Вестник АН СССР, 1962, № 5.
- Бусев А. И., Иванютин М. И.* Фотометрическое определение микроколичеств меди в водах, в почвах и биологических материалах с помощью диэтилди-

- тиофосфата никеля. — Вестн. МГУ, серия матем., механ., астрон., физ.-мат., 1958, № 2.
- Бутузова Г. Ю.* Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование. — В сб. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука», 1968.
- Вахрушев В. А., Прокопцев Н. Г.* Первично-магматические сульфидные образования в базальтах океанической коры и во включениях ультраосновных пород. — Геол. рудн. месторождений, 1969, т. XI, № 6.
- Вашилов Ю. Я.* Билогарифмические палетки для интерпретации аномалий от возмущающих тел в форме прямоугольного параллелепипеда с верхней гранью на плоскости наблюдения. — В сб. «Геофизические исследования». Изд-во МГУ, 1964, вып. 1.
- Вашилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А.* Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях. — В сб. «Морские гравиметрические исследования». Изд-во МГУ, 1969, вып. 4.
- Веселов К. Е., Сагитов М. У.* Гравиметрическая разведка. М., «Недра», 1968.
- Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А. П.* Верхняя мантия — земная кора. М., «Наука», 1964.
- Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф., Непрочнов Ю. П., Петрова Г. Н., Рыкунов Л. Н., Коган Л. И.* Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 10.
- Виноградова П. С.* О современных отложениях Норвежского моря. — Труды ПИНРО, 1964, вып. 16.
- Вихренко Н. М., Николаева В. К.* Взвешенные вещества северной части Атлантического океана по данным второго и четвертого рейсов э/с «Михаил Ломоносов». — Труды ИОАН СССР, 1962, т. 56.
- Гайнанов А. Г.* Магнитная неоднородность верхней мантии. — В сб. «Геофизические исследования». Изд-во МГУ, 1966, вып. 2.
- Гайнанов А. Г.* Измерения силы тяжести на море. — «Справочник геофизика», т. V, гл. III, раздел 3. М., «Недра», 1968.
- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д.* Геофизические исследования строения земной коры в области Атлантического океана. М., «Недра», 1967.
- Городницкий А. М., Иванов С. С.* О возможности изучения океанической коры по данным магнитных съемок. — Вестник МГУ, серия геол., 1969, № 5.
- Горшкова Т. И.* Осадки Норвежского моря. — В сб. «Морская геология». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Горшкова Т. И.* Органическое вещество в осадках Норвежского моря и условия его накопления. — В сб. «Исследования по программе МГП» (Труды ВНИРО, т. 46). М., «Пищевая промышленность», 1962.
- Грабовский Н. А., Греку Р. Х., Метальников А. П.* Некоторые геоморфологические особенности рельефа дна Атлантического океана по тридцатому меридиану от Северного полярного круга до Южного тропика. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 5.
- Греку Р. Х., Аадеев А. И.* Рельеф желоба Романш. — В сб. «Гидрологические и гидрохимические исследования в тропической зоне Атлантического океана». Киев, «Наукова думка», 1965.
- Григорьев Г. Н.* Вулканические острова Восточного сектора Центральной Атлантики. — В сб. «Вопросы автоматизации исследований рельефа дна и новые данные в топографии экваториальной Атлантики». Севастополь, 1969.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм. — В сб. «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968.
- Грушинский Н. П., Сажина Н. Б.* Об аномалиях Буге на океанах. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 2.
- Губаренко Л. А., Коссова К. А., Стакло А. В., Тараканов Ю. А., Федынский В. В.* Новый метод определения силы тяжести на море. — Изв. АН СССР, серия физики Земли, 1967, № 12.
- Деменчикая Р. М.* Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Деменчикая Р. М., Городницкий А. М., Гуревич Н. И., Карасик А. М., Трубятчинский Н. Н.* Магнитное поле подводных гор. — Геомagnetизм и аэрономия, 1967, т. VII, № 5.
- Джонсон Дж. Л., Бейтс Ч. К.* Тектоническое строение дна Гренландского моря и прилегающих к нему районов. Тезисы докладов 2-го Междунар. океанограф. конгр. М., «Наука», 1966.
- Дзоценидзе Г. С.* Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
- Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б.* Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования. — Геохимия, 1970, № 8.

- Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б., Шараськин 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. 2, М., «Наука», 1972.
- Емельянов Е. М., Власенко Н. Б. Концентрации растворенных форм железа, марганца и меди в морских и поровых водах бассейна Атлантического океана. — Геохимия, 1972, № 10.
- Емельянов Е. М., Лукошевичус Л. С., Свиренко И. П., Салдатов А. В., Кошелев Б. А., Лисицын А. П., Ильин А. В., Шурко М. И., Литвин В. М., Сенин Ю. М. Осадкообразование в Атлантическом океане. Тезисы докладов 2-го Междунар. океанограф. конгр. М., «Наука», 1966.
- Емельянов Е. М., Власенко Н. Б., Орлова С. А. Некоторые данные о распределении железа во взвеси прибрежной части Юго-Восточной Балтики. — Океанология, 1968, т. VIII, № 4.
- Емельянов Е. М., Юрвичус Р. Ю., Бланжис И. К., Паеда Р. И., Валюквичус Ч. А., Янкаускас И. И. Определение микроколичеств элементов в морской воде и взвеси. Определение железа, кобальта, титана в планктоне, раковинках фораминифер и битумах. — Океанология, 1970, т. XII, № 2.
- Затонский Л. К. Новая батиметрическая карта Атлантического океана. — В сб. «Океанологические исследования». М., «Наука», 1965, № 13.
- Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. Мощность осадков на дне океана. — В сб. «Современное осадконакопление в морях и океанах». Изд-во АН СССР, 1961.
- Зверев С. М. Сейсмические исследования на море. Изд-во МГУ, 1964.
- Зверев С. М., Новиков В. С. Буйковая регистрирующая станция для глубинного сейсмического зондирования на море. — В сб. «Промежуточная магнитная запись при глубинном сейсмическом зондировании». М., изд. ВИНТИ, 1969.
- Зеленов К. К. Железо и марганец в эксгальциях подводного вулкана Бану Вуху (Индонезия). — Докл. АН СССР, 1968, т. 155, № 6.
- Иванов М. М. Магнитная съемка океанов. — В сб. «Геомагнетизм». М., «Наука», 1966, № 7.
- Игнатьев Г. М. Гренландия. М., Географгиз, 1956.
- Ильин А. В. Геоморфологические исследования в Северной Атлантике на э/с «Михаил Ломоносов». — Труды Морск. гидрофиз. ин-та, 1960, т. 19.
- Ильин А. В. Морфоструктура дна Атлантического океана. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 6.
- Ильин А. В. О некоторых особенностях морфологии Срединно-Атлантического хребта. Тезисы докладов 2-го Междунар. океанограф. конгр. М., «Наука», 1966.
- Ильин А. В. О морфологических различиях в пределах Срединно-Атлантического хребта. — Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 4.
- Карасик А. М. Некоторые возможности использования корреляционной теории случайных функций для решения методических задач в магниторазведке и гравиразведке. — В сб. «Теоретические обоснования и практика трансформаций геофизических полей». М., «Наука», 1968а.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. — В сб. «Геофизические методы разведки в Арктике». М., «Наука», 1968б, вып. 5.
- Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.
- Кленова М. В. Взвешенные вещества северной части Атлантического океана (между Шотландией и Исландией). — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2.
- Кленова М. В., Лавров В. М., Николаева В. К. Распределение взвеси в Атлантическом океане в связи с рельефом дна. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 5.
- Кленова М. В., Лавров В. М., Николаева В. К. Особенности распределения взвеси в Атлантическом океане. — В сб. «Океанологические исследования». М., «Наука», 1966, № 15.
- Ковылин В. М., Лунарский Г. Н. Результаты глубинного сейсмического зондирования в Тихом океане в 37-м рейсе и/с «Витязь». — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 3.
- Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Атлантики. М., «Наука», 1964.
- Корт В. Г., Иванов Ю. А., Чекотилло К. А., Нейман В. Г. Новые данные о системе западных пограничных течений тропической Атлантики. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 3.
- Лавров В. М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике. — В сб. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Лавров В. М. О рельефе и тектонике экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 5.

- Лавров В. М. О тектонической природе впадины Романш. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3.
- Лавров В. М. Донные отложения и рельеф Северной Атлантики. — В сб. «Материалы конференции по результатам океанологических исследований в Атлантическом океане». Калининград, 1967.
- Лаутон А. С., Мэттьюз Д. Х. Поперечные структуры в восточной части Северной Атлантики. Тезисы докладов 2-го Междунар. океанограф. конгр. М., «Наука», 1966.
- Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968.
- Лисицын А. П. Методы сбора и исследования водной взвеси для геологических целей. — Труды ИОАН СССР, 1956, т. 19
- Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. — В сб. «Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Взвешенные вещества в океане. — Труды Океанограф. комиссии. М., «Наука», 1962, т. 10, вып. 3.
- Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исследований по программе МГГ. — Океанология, 1964, т. IV, № 10.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В сб. «Геохимия кремнезема». М., «Наука», 1966.
- Литвин В. М. Новые данные по рельефу дна Норвежского и Гренландского морей. — Научн.-технич. бюлл. ПИНРО, 1957, № 2-3.
- Литвин В. М. Рельеф дна в районе Датского пролива. — Научн.-технич. бюлл. ПИНРО, 1959, № 4 (8).
- Литвин В. М. Рельеф дна Норвежского моря. — Труды ПИНРО, 1964, вып. 16.
- Литвин В. М. Новые данные по строению шельфа и островного склона в районе Юго-Западной Исландии. — В сб. «Материалы сессии Ученого совета ПИНРО». Мурманск, 1966, вып. 6.
- Литвин В. М. Геоморфология срединно-океанического хребта в Норвежском и Гренландском морях. — Океанология, 1968, т. VII, № 1.
- Литинский В. А. Выбор редукции силы тяжести для геологической интерпретации гравиметрических съемок на море. — Ученые зап. НИИГА, серия региональная геология, 1968, вып. 12.
- Лозинская А. М. Струнный гравиметр для измерения силы тяжести на море. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 3.
- Луговенко В. Н. О разделении геомагнитного поля на аномальную и нормальную составляющие. М., «Наука», 1969.
- Луговенко В. Н., Пушков А. Н. К вопросу о разделении наблюдаемого магнитного поля на переменную и постоянную во времени части. — Геомагнетизм и аэрономия, 1969, т. IX, № 6.
- Лунарский Г. Н. Сейсмоакустический радиобуй. — Труды ИОАН СССР, 1962, т. 56.
- Лунарский Г. Н. Усовершенствование и применение аппаратуры для сейсмических исследований в океане. Автореф. канд. дисс. М., 1966.
- Маловицкий Я. П. Строение земной коры в западной части Черного моря. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 4.
- Махачек Ф. Рельеф Земли, т. 2. ИЛ, 1961.
- Мейштас Э. А. К методике количественного спектрального анализа некоторых микроэлементов в морских донных осадках. — Океанология, 1970, т. X, № 2.
- Мелихов В. Р., Гайнанов А. Г., Пантелеев В. Л. О вычислении поправки за топографию дна океана при профильных гравиметрических съемках. — В сб. — «Морские гравиметрические исследования». Изд-во МГУ, 1971, вып. 6.
- Метальников А. П. Исследование рельефа дна Морским гидрофизическим институтом. — В сб. «Вопросы автоматизации исследований дна и новые данные в топографии экваториальной Атлантики». Севастополь, 1969.
- Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967.
- Мокиевская В. В. К методике определения марганца в морской и иловой водах. — Труды ИОАН СССР, 1965, т. 79.
- Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии. — Изв. высш. учебн. завед., серия геология и разведка, 1961, № 12.
- Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Атлантического океана. М., Гидрометиздат, 1963.

- Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н. Строение Гудаутской отмели. — Геол. нефти и газа, 1963, № 8.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины. — В сб. «Вопросы методики ГСЗ». М., «Наука», 1965.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Лунарский Г. Н., Михно М. Ф., Мурусидзе Г. Я., Чичинадзе В. К. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования. — Океанология, 1966, т. VI, № 1.
- Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В. Строение земной коры в Индийском океане по результатам сейсмических исследований в 36-м рейсе и/с «Витязь». — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2.
- Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М., Ельников И. Н., Рыкунов Л. Н., Зверев С. М. Глубинное сейсмическое зондирование в Индийском океане в совместной экспедиции исследовательских судов «Академик Курчатов» и «Витязь». — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
- Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Орадковский С. Г. Определение ультрамикрочислитель марганца в природных водах каталитическим методом с фотометрическим окончанием. — Аналитическая химия, 1964, т. 19, вып. 7.
- Орленок В. В., Гайнанов А. Г. Геофизические исследования структуры земной коры Лабрадорского моря. — Вестник МГУ, серия геол., 1967, № 5.
- Пастернак Ф. А. Исследование донной фауны максимальных глубин желоба Романш на нис «Академик Курчатов». — Океанология, 1968, т. VIII, № 2.
- Плошко В. В., Боданов Ю. А. Гипербазиты глубоководной впадины Романш. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
- Плошко В. В., Боданов Ю. А., Емельянов Е. М., Князева Д. Н., Солдатов А. В. Петрохимия гипербазитов глубоководной впадины Романш. (Атлантический океан). — Океанология, 1969, т. IX, № 5.
- Попов Е. И. Морские измерения с гравиметром ГАЛ. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 12.
- Пушкина З. В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин (Эгейское море). — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2.
- Пушкина З. В. Химический состав иловых вод кальдеры вулкана Санторин (Эгейское море). — Литол. и полезн. ископ., 1968а, № 1.
- Пушкина З. В. Медь, кобальт, ванадий, молибден, цинк в морской и иловой воде кальдеры вулкана Санторин (Эгейское море). — Литол. и полезн. ископ., 1968б, № 6.
- Радкевич Е. А. Металлогенические индикаторы глубинного строения земной коры и верхней мантии. — В сб. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии». М., «Наука», 1970, вып. 7.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — В сб. «Океанологические исследования». М., «Наука», 1968, № 18.
- Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Наука», 1967.
- Рожанская Л. И. Содержание и распределение меди в Азовском море. — Океанология, 1965, т. V, № 6.
- Розе Е. Н. О применении статистических методов к определению глубины источников магнитных аномалий. — Геомagnetизм и аэрoномия, 1968, т. VIII, № 4.
- Розе Е. Н., Эфендиева М. А. Некоторые статистические характеристики аномального магнитного поля на океанах. — Геомagnetизм и аэрoномия, 1968, т. VIII, № 4.
- Рыкунов Л. Н., Седов В. В. Донный сейсмограф. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1967, № 8.
- Свиренко И. П. Количественное распределение водной взвеси в Атлантическом океане по данным 2-го рейса РТМ «Белогорск». — Океанология, 1970, т. X, № 3.
- Свиренко И. П., Солдатов А. В. Геологические исследования на э/с «Полюс» в 1963 г. — Океанология, 1964, т. IV, № 6.
- Скорнякова Н. С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Соколова М. Н. Распределение группировок донной фауны глубоководных впадин Северо-Западной части Тихого океана. — Труды ИОАН СССР, 1960, т. 34.
- Соколова М. Н. Некоторые закономерности распределения пищевых группировок глубоководного бентоса. — Океанология, 1964, т. IV, № 5.
- Соколова М. Н. О неравномерности распределения пищевых группировок глубоководного бентоса в связи с неравномерностью осадкообразования. — Океанология, 1965, т. V, № 3.

- Солдатов А. В., Мурдмаа И. О. Минеральный состав осадков впадины Романш. — Океанология, 1970, т. X, № 3.
- Солянкин Е. В. Некоторые особенности гидрологии Датского пролива. — В сб. «Исследования по программе МГГ» (Труды ВНИРО, т. 46). М., «Пищевая промышленность», 1962.
- Сорохтин О. Г., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Возможный механизм образования земной коры. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2.
- Стельмах О. Л. Батометр «ЧЭНИС». — Океанология, 1967, т. VII, № 3.
- Страхов В. Н., Лапина М. И., Мирлин Е. Г. О глубине залегания источников магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана. — В сб. «Материалы VIII конференции по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму». Киев, «Наукова думка», 1970.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат, 1963.
- Тюряков Б. И. Районирование Северной Атлантики по принципу одинаковости структуры водных масс. — Труды ЛГМИ, вып. 17, сб. 3. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Тюряков Б. И., Захарченко И. Е. Районирование южной половины Северной Атлантики по принципу одинаковости структуры водных масс. — Труды ЛГМИ, вып. 18, сб. 4. Изд-во ЛГУ, 1965.
- Удинцев Г. Б. Исследования рельефа дна морей и океанов. — В сб. «Итоги науки. Достижения океанологии», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна океана. — В сб. «Основные проблемы океанологии». М., «Наука», 1968.
- Удинцев Г. Б. О структуре рифтовой зоны Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
- Ушаков С. А., Красс М. С. О глубинной механике в областях рифтогенеза. — Вестник МГУ, серия геол., 1969, № 3.
- Фаворская М. А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники. — Сов. геология, 1971, № 11.
- Федоров В. Н., Есюнин Р. Е., Григорьев С. А. Рельеф дна тропической зоны Атлантического океана. — В сб. «Вопросы автоматизации исследований рельефа дна и новые данные в топографии экваториальной Атлантики». Севастополь, 1969.
- Федосов М. В., Ермаченко И. А. Условия формирования гидрохимического режима и первичной продуктивности Норвежского и Гренландского морей. — В сб. «Исследования по программе МГГ» (Труды ВНИРО, т. 46). М., «Пищевая промышленность», 1962.
- Физико-географический атлас мира. М., ГУГК, 1965.
- Физико-географический атлас мира. М., издание АН СССР, ГУГК, ГГК СССР, 1966.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. ИЛ, 1962.
- Чернышева В. И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводных хребтов. — Океанология, 1969, т. IX, вып. 4.
- Энгель А. Е., Энгель К. Г. Горные породы ложа океана. — В сб. «Основные проблемы океанологии». М., «Наука», 1968.
- Ямпольский А. Д. О спектральных методах исследования океанологических процессов. — Океанология, 1965, т. V, вып. 5.
- Яцимирский Н. М. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Яцимирский К. Б., Емельянов Е. М., Павлова В. К., Савиченко Я. С. Определение микроколичеств меди и марганца в малых навесках морской взвеси (На примере Балтийского моря и Атлантического океана). — Океанология, 1971, т. XI, № 3.
- Ade-Hall J. M. The magnetic properties of some submarine oceanic lavas. — Geophys. J., 1964, N 9.
- Alderman A. R., Skinner H. G. Dolomite sediments in the South-East of Australia. — Amer. J. Sci., 1957, v. 255.
- Andel T. H. van, Bowin C. O. Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° North Latitude and the tectonics of the mid-ocean ridges. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 4.
- Andel T. H. van, Komar P. D. Ponded sediments of the Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° North Latitude. — Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80.
- Andel T. H. van, Corliss J. B., Bowen V. T. The Intersection between the Mid-Atlantic ridge and the Vema fracture zone in the North Atlantic. — Marine Res., 1967, v. 25, N 3.
- Andel T. H. van, Bowen V. T., Sachs P. L., Silver R. Morphology and sediments of a portion of the Mid-Atlantic ridge. — Science, 1965a, v. 148, N 3674.
- Andel T. H. van, Bowen V. T., Sachs P. L., Silver R. Relief and sedimentation on the crest and flanks of a small portion of the Mid-Atlantic ridge. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1965b, v. 46, N 1.

- Bathymetric, magnetic, gravity investigation H. M. S. «Owen», 1961—1962. London, Hydrographic Department, Admiralty Marine Sci. Publ., 1963, N 4.
- Biscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1965, v. 76.
- Beath M.* Crustal structure in Iceland and surrounding ocean.— *ISCU Rev.*, 1962, v. 4.
- Bonatti E.* Deep-sea authogenic calcite and dolomite.— *Science*, 1966, v. 153.
- Boström K., Peterson M. N. A.* Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific rise.— *Econ. Geol.*, 1966, v. 61, N 7.
- Boström K., Peterson M. N. A.* The origin of aluminum-poor ferro-manganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific rise.— *Marine Geol.*, 1969, N 5.
- Boyd L. A.* The coasts of North-East Greenland with hydrographic studies in the Greenland Sea.— *Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ.*, 1948, N 30.
- Breuer P. G., Spencer D. W.* A note on the chemical composition of the Red Sea brines.— In: *Hot brines and recent heavy metals deposits in the Red Sea*. N. Y., Springer, 1969.
- Brooks R. R., Sprusley B. J., Kaplan J. R.* Trace elements in the interstitial waters of marine sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, N 4.
- Cann J. R., Fannel B. N.* Palmer ridge: a section through the upper part of the ocean crust.— *Nature*, 1967, v. 213, N 5077.
- Chan K. M., Manheim F. T.* Interstitial water studies on small core samples. Deep-sea Drilling Projects, Leg 2.— *Initial Reports of the Deep-sea Drilling Project*, v. V. Washington, 1970.
- Cifelli R., Bowen V. T., Silver R.* Cemented foraminiferal oozes from the Mid-Atlantic ridge.— *Nature*, 1965, v. 209.
- Clark A. N.* Iceland and Greenland. Washington, 1943.
- Degens E. T., Ross A.* (Eds.) Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y., Springer, 1969.
- Dickson G. O., Pitman W. C., Heirtzler J. R.* Magnetic anomalies in South Atlantic and ocean floor spreading.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 6.
- Dietrich G.* Überströmung des Island-Faröer-Rückens in Bodennähe nach Beobachtungen mit dem Forschungsschiff. «Anton Dorn», 1955—1956.— *Dtsch. hydrogr. Z.*, 1956, N 9.
- Dietrich G.* Zur topographie und morphologie des meeresbodens in nördlichen Nordatlantischen Ozean.— *Dtsch. hydrogr. Z.*, 1959, Ergänzungsheft B, N 3.
- Dietz R.* Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— *Nature*, 1961, v. 190, N 4779.
- Drake Ch. L., Campbell N. J., Sander G., Nafe J. E.* A Mid-Labrador Sea ridge.— *Nature*, 1963, v. 200, N 4911.
- Ewing M., Ewing J., Talwani M.* Sediment distribution in the oceans: the Mid-Atlantic ridge.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1964, v. 75, N 1.
- Ewing M., Le Pichon X., Ewing J.* Crustal structure of the mid-ocean ridges. 4. Sediment distribution in South Atlantic Ocean and the cenozoic history of the Mid-Atlantic ridge.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, N 6.
- Fischer A. G., Garrison R. E.* Carbonate lithification of the sea floor.— *J. Geol.*, 1967, v. 75, N 4.
- Fox P. G., Heezen B. C.* Mineralogy of residual sand from the Mid-Atlantic ridge.— *Geol. Soc. America Spec. Paper*, 1965a, N 82.
- Fox P. G., Heezen B. C.* Sands of Mid-Atlantic ridge.— *Science*, 1965b, v. 149, N 3690.
- Fox P. G., Lowrie A. J., Heezen B. C.* Oceanographer fracture zone.— *Deep-Sea Res.*, 1969, v. 16, N 1.
- Friedman G. M.* Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.— *J. Sediment. Petrol.*, 1964, v. 34.
- Fuglister F. G.* Atlantic Ocean. Atlas of temperature and salinity profiles and data from the International Geophys. Year of 1957—1958. The Woods-Hole Oceanogr. Inst. Atlas. Ser. 1. Mass., Woods Hole, 1960.
- Funnel B. M.* The occurrence of pre-quatarnary microfossils in the oceans. Cambridge, 1970.
- Groot K. de.* The chemistry of submarine cement formation at Dohat Hussain in the Persian gulf.— *Sedimentology*, 1969, N 1-2.
- Hagmeier E.* Untersuchungen über die Menge und die Zusammensetzung von Seston und Plankton in wasserproben von Reiesen in die Nordsee und nach Island. Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Kiel, 1961.
- Harrison C. G. A., Funnel B. M.* Relationship of paleomagnetic reversals and micropaleontology in two late cenozoic cores from the Pacific ocean.— *Nature*, 1964, v. 204.
- Hartsock J. K.* Submarine topography and bottom sediments of the southeastern coast of Iceland.— In: *21-st International Geologic Congress*, 1960. Part 10. Copenhagen, 1960.

- Hathway J. C., Sachs P. L.* Sepiolite and clinoptilolite from the Mid-Atlantic ridge.—*Amer. Mineralogist*, 1965, v. 50.
- Hays J., Opdyke N.* Antarctic radiolaria, magnetic reversals and climatic change.—*Science*, 1967, v. 158, N 3804.
- Hays J., Saito T., Opdyke N., Burckle L.* Pliocene-pleistocene sediments of the Equatorial Pacific: their paleomagnetic biostratigraphic and climatic records.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80.
- Heezen B. C.* The rift in the ocean floor.—*Scient. Amer.*, 1960, v. 203.
- Heezen B. C., Ewing M.* The mid-oceanic ridge and the extension through the Arctic Basin.—*Geol. Arctic*, 1961, v. 1.
- Heezen B. C., Ewing M.* The mid-oceanic ridge.— In: *The sea*, v. 3. N. Y.— London, 1963.
- Heezen B. C., Tharp M.* Physiographic diagramm of the South Atlantic ocean. *Geol. Soc. America. N. Y.*, 1961.
- Heezen B. C., Tharp M.* Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and continental drift.— In: *A symposium on continental drift*.—*Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1965, v. 258, ser. A, N 1088.
- Heezen B. C., Tharp M.* Physiographic diagramm of the North Atlantic ocean. *Geol. Soc. America. N. Y.*, 1968.
- Heezen B. C., Gerard R. D., Tharp M.* The Vema fracture zone in the Equatorial Atlantic.—*J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69, N 4.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.* The floor of the oceans. 1. The North Atlantic.—*Geol. Soc. America Spec. Paper*, 1959, N 65.
- Heezen B. C., Tharp M., Gerard R. D.* Equatorial Atlantic «fracture zones».—*Geol. Soc. America. Spec. Paper*, 1962, N 68.
- Heezen J., Ewing M., Ericson D., Bentley G.* Flattapped Atlantic Cruise and great meteor seamounts (abstr.).—*Bull. Geol. Soc. America*, 1954, v. 65, N 9.
- Heezen B. C., Bunce E. T., Hersey J. B., Tharp M.* Chain and Romanche fracture zones.—*Deep-Sea Res.*, 1964, v. 11, N 1.
- Heirtzler J. R., Le Pichon X.* Crustal structure of the mid-oceanic ridges. 3. Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic ridge.—*J. Geophys. Res.*, 1965, v. 70, N 16.
- Heirtzler J. R., Le Pichon X., Baron J. G.* Magnetic anomalies over the Reykjavec ridge.—*Deep-Sea Res.*, 1966, v. 13, N 3.
- Hersey J. B.* Continuous reflection profiling.— In: *The sea*, v. 3. N. Y.— London, 1963.
- Herzen R., Maxwell A.* The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle probe method.—*J. Geophys. Res.*, 1959, v. 64, N 10.
- Hess H. H.* History of the ocean basins. Petrographic studies. *Geol. Soc. America. N. Y.*, 1962.
- Hill M. N.* Notes on the bathymetric chart of the N. E. Atlantic.—*Deep-Sea Res.*, 1956, v. 3, N 3.
- Horai K., Simmons G.* Spherical harmonic analysis of terrestrial heat flow.— In: *Earth and planetary science Letters*, v. 6. Amsterdam, 1969.
- Hosohara K.* Mercury content of deep-sea water.—*J. Chem. Soc. Japan*, 1961, v. 83, N 7.
- Hosohara K., Kozuma H., Kawasaki K., Tsuruta T.* Studies on the total amount of mercury in sea waters.—*J. Chem. Soc. Japan*, 1961, v. 82, N 11.
- Instruction Book for NE-20A seismic profiling system.* Nippon Electric Co. Ltd. Tokyo, 1968.
- Jarke J.* Sedimenten und Microfaunen in Bereich der Grenzschwelle zweier ozeanischer Räume, dargestellt an einem Schnitt über den Island-Faröer-Rücken (nordatlantischer Ozean Rosengarteneuropäisches Nordmeer).—*Geol. Rundschau*, 1958, Bd. 47.
- Johnson G. L.* North Atlantic fracture zones near 53°.—*Earth Planetary Sci. Letters*, 1967, v. 2.
- Johnson G. L., Heezen B. C.* Morphology and evolution of the Norwegian-Greenland sea.—*Deep-Sea Res.*, 1967, v. 14, N 4.
- Johnson G. L., Pew J. A.* Extension of the Mid-Labrador sea ridge.—*Nature*, 1968, v. 217, N 5133.
- Körte F.* Plankton und Detritus Untersuchungen zwischen Island und den Faröer im Juni 1960.—*Kieler Meeresforsch.*, 1966, Bd. 22, H. 1.
- Krause D. C.* Guinea fracture zone in the Equatorial Atlantic.—*Science*, 1964, v. 146, N 3640.
- Krause D. C.* East and West Azores fracture zones in the North Atlantic.—*Submarine Geol. and Geophys. Colston Paper*, 1965, N 17.
- Krey J.* über Art und Menge des Seston in Meere.—*Verhandl. Dtsch. Zool. Mainz*, 1949.
- Loncarenvich B. D.* The Mid-Atlantic ridge and North Atlantic ocean.—*Paper Geol. Surv. Canada*, 1967, N 41.

- Loncarevich B. D., Mason C. S., Matthews D. H.* Mid-Atlantic ridge near 45° North. 1. Median valley.— *J. Earth Sci. Canada*, 1966, v. 3.
- Luyendyk B. P., Melson W. G.* Magnetic properties and petrology of rocks near the crest of Mid-Atlantic ridge.— *Nature*, 1967, v. 215, N 8.
- Lyell C.* Principles of geology, v. 2. N. Y., Appleton, 1872.
- Machado F.* Submarine pits of the Azores plateau.— *Bull. volcanol.*, 1959, ser. 2, t. 21.
- Matthews D. H.* Tables of the velocity of sound in pure water and sea water. Publ. HD-282. London, Hydrographic Department Admiralty, 1939.
- Matthews D. H.* The Owen fracture zone and the Northern end of the Carlsberg ridge.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1966, ser. A, v. 259.
- Matthews D. H., Laughton A. S., Pugh D. T., Jones E. I. W., Sunderland J., Takin M., Bacon M.* Crustal structure origin of Peake and Freen deeps. North-east Atlantic.— *Geophys. J.*, 1970, v. 2.
- Melson W. G., Bowen V. T., Andel T. H. van, Silver R.* Greenstones from the central valley of the Mid-Atlantic ridge.— *Nature*, 1966, v. 209.
- Mellis O.* Die sedimentation in der Romanche-tiefe (ein beitrage) — Zur Erklär und der Entstehung des Tiefesander in Atlantischen Ozean, 1958, Bd. 47, H. 1.
- Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.* Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red sea.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1966, v. 30, N 3.
- Milliman J. D.* Submarine lithification of carbonate sediments.— *Science*, 1966, v. 153.
- Milliman J. D., Ross D. A., Ku Teh-Lung.* Precipitation and lithification of deep-sea carbonates in the Red sea.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, N 2.
- Oliver J., Isacks B.* Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere.— *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, N 16.
- Opdyke N. D., Hekinian R.* Magnetic properties of some igneous rocks from the Mid-Atlantic ridge.— *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72.
- Opdyke N. D., Class B., Hays J. D., Foster J.* Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores.— *Science*, 1966, v. 154.
- Peterson N. R.* The boom industry.— *Hydrospace*, 1967, N 11.
- Petterson H.* The voyage.— *Rept. Swedish Leep-Sea Exped (1947—1948)*, 1957, v. 1.
- Pratje O.* Die sedimente des subatlantischen ozeans.— *Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. «Meteor» (1925—1927)*, 1935, Bd. 3, T. 2, Lief. 1.
- Pratt R. M.* Great Meteor seamount.— *Deep-Sea Res.*, 1963, v. 10, N 1-2.
- Phillips J., Thompson G., Herzen R., Bowen V.* Middle Atlantic ridge near 43° N Latitude.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 12.
- Robinson G. A.* Contribution towards a plankton atlas of the North-Eastern Atlantic and the North Sea. 1. Phytoplankton. — *Bull. Marine Ecol.*, 1961, v. 5 (42).
- Serson P. N., Hannaford W. L.* Statistical analysis of magnetic profiles.— *J. Geophys. Res.*, 1957, v. 62, N 1.
- Siever R., Kastner M.* Mineralogy and petrology of some Mid-Atlantic ridge sediments.— *J. Marine Res.*, 1967, v. 25, N 3.
- Sigvaldason G. E.* Chemistry of thermal waters and gases in Iceland.— Reprinted from *Bull. Volcanol.*, 1966, v. 29.
- Steuwald B. A., Clark D. L., Andrew J. A.* Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Antarctic ocean sediments.— *Sci. Letters*, 1968, v. 5, N 2.
- Stocks Th.* Die Tiefenverhältnisse des Europäischen Nordmeers.— *Dtsch. Hydrogr. Z.*, 1950, Bd. 3, H. 1-2.
- Stocks Th., Wüst G.* Die Tiefenverhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans.— *Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. «Meteor» (1925—1927)*, 1935, Bd. 3, T. 1, Lief. 1.
- Stover C. W.* Seismicity of the South Atlantic Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 12.
- Sykes L. R.* The seismicity of the Arctic.— *Bull. Seismol. Soc. America*, 1965, v. 55, N 2.
- Tables of sound speed in sea water. U. S. Naval Oceanographic Office. Washington, 1962.
- Taff W., Arrington H., Haimovitz F., Mac Donald C., Woolheater C.* Lithification of modern marine carbonate sediments at Yellow Bank, Bahamas.— *Bull. Marine Sci.*, 1968, v. 18, N 4.
- Tait J. B., Martin J. H. A.* The Atlantic current and water masses in the Faroe-Shetland channel and over the Iceland-Faroe ridge during the IGY.— *ICES Rapp. Pr. Verb.*, 1961, v. 149.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M.* Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2. Computed model from gravity and seismic refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1965, v. 70, N 2.
- Talwani M., Le Pichon X.* Gravity field over the Atlantic ocean. *Geophys. Monograph*, v. 13. Amer. Geophys. Union Washington, 1969.

- Thompson G., Bowen T., Melson W., Cifelli R.* Lithified carbonates from the deep-sea of Equatorial Atlantic.— *J. Sediment. Petrol.*, 1968, v. 38, N 4.
- Thorarinsson S.* The median zone of Iceland. The World Rift System symposium. *Geol. Surv. Canada*, 1966.
- Thoroddsen T.* Volcanic eruption and earthquakes in Iceland within historic times. Annual Report of the Smithsonian (Institute) to Guly, pt. 1, 1885.
- Ulrich J.* Zur topographie des Reykjanes-Rückens.— *Kieler Meeres Forsch.*, 1960, Bd. 16, H. 2.
- Ulrich J.* Echolotprofile der Forschungsfahrten von F. F. S. «Anton Dorn» und V. F. S. «Gauss» in Internationalen Geophysikalischen Jahr., 1957—1958.— *Dtsch. Hydrogr. Z. Ergänzung. Reihe*, 1962, Bd. 40, H. 6.
- Ulrich J.* Die Mittelozeanischer Rücken.— *Geogr. Rundschau*, 1966, H. 11.
- Vine F. G., Matthews D. H.* Magnetic anomalies over oceanic ridges.— *Nature*, 1963, v. 199, N 4897.
- Vogt P. R., Ostenson N. A.* Magnetic survey over Mid-Atlantic ridge between 42° N and 46° N.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, N 18.
- Vogt P. R., Schneider E. D., Johnson G. L.* The crust and upper mantle beneath the sea.— In: *The Earth's crust and upper mantle*. Amer. Geophys. Union Washington, 1969.
- Wells A. J.* Present dolomite in the Persian gulf.— *Nature*, 1962, v. 194, N 4825.
- Weverhenk R.* A new sedimentary petrological interpretation of the results by the Swedish «Albatross» Deep-sea expedition 1947—1948.— *J. Sediment. Petrol.*, 1951, v. 21.
- Wilson W. D.* Equation for the speed of sound in sea water.— *J. Acoust. Soc. America*, 1960, v. 32, N 10.
- Worzel I. L.* Pendulum gravity measurements at sea 1939—1959.— *Lamont Geol. Observ. Contrib.*, N 807.
- Wüst G.* Das relief des Azoren Sockels und des meersbodens Nördlich und Nordwestlich der Azoren.— *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.*, August-Beiheft, Lief. 2, 1940.

Введение	3
<i>академик А. П. Виноградов</i>	
ГЛАВА ПЕРВАЯ	
Экспедиция в рифтовую зону Атлантического океана на «Академике Курчатове» (6-й рейс) в 1969 г.	4
<i>Удинцев Г. Б.</i>	
ГЛАВА ВТОРАЯ	
Геоморфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта	28
<i>Литвин В. М., Марова Н. А., Руденко М. В.</i>	
ГЛАВА ТРЕТЬЯ	
Характеристика скорости звука в водах северной части Атлантического океана	41
<i>Аратская В. В.</i>	
ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ	
Структура осадочного чехла Срединно-Атлантического хребта по данным непрерывного сейсмического профилирования	45
<i>Береснев А. Ф., Лунарский Г. Н., Морозов Ю. И., Шеина Л. П.</i>	
ГЛАВА ПЯТАЯ	
Строение земной коры и верхней мантии в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта по данным глубинного сейсмического зондирования	59
<i>Холопов Б. В., Непрочнова А. Ф., Лунарский Г. Н., Семенов Г. А., Новиков В. С., Ельников И. Н., Афанасьев Ю. М., Свиридов Н. И.</i>	
ГЛАВА ШЕСТАЯ	
Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта	85
<i>Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Харин Г. С., Куренцова Н. А.</i>	
ГЛАВА СЕДЬМАЯ	
Гравиметрические исследования Срединно-Атлантического хребта	111
<i>Пантелеев В. Л., Гайнанов А. Г.</i>	
ГЛАВА ВОСЬМАЯ	
Статистические характеристики аномального магнитного поля центральной части Атлантического океана	121
<i>Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р., Вержбицкий Е. В.</i>	
ГЛАВА ДЕВЯТАЯ	
Изучение природы магнитных аномалий в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта	129
<i>Печерский Д. М., Мирлин Е. Г.</i>	

ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

Стратиграфия осадков к востоку от Срединно-Атлантического хребта 141

Беляева Н. В., Мирлин Е. Г., Печерский Д. М.

ГЛАВА ОДИННАДЦАТАЯ

Донная фауна рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта 146

Пастернак Ф. А.

ГЛАВА ДВЕНАДЦАТАЯ

Минеральный и химический состав донных осадков Срединно-Атлантического хребта 151

Емельянов Е. М., Харин Г. С.

ГЛАВА ТРИНАДЦАТАЯ

Железо, марганец и медь в поровых водах донных осадков Атлантического океана 187

Емельянов Е. М., Батулин Г. Н., Власенко Н. Б., Орлова С. А.

ГЛАВА ЧЕТЫРНАДЦАТАЯ

Геотермические исследования рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта 199

Попова А. К., Сувилов Э. А., Хобарт М.

ГЛАВА ПЯТНАДЦАТАЯ

V Металлоносность верхней мантии Земли и проблема рудообразования 203

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б.

Заключение 210

академик Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф.

Литература 220

**Исследования по проблеме
рифтовых зон
Мирового океана,
т. III**

*Утверждено к печати
Институтом океанологии имени П. П. Ширшова
АН СССР*

Редактор *А. А. Гаврилов*
Редактор издательства *И. С. Власов*
Художник *Л. С. Эрман*
Художественный редактор *В. Н. Тикун*
Технические редакторы *Ю. В. Рылина,*
Л. Н. Золотухина

Сдано в набор 16/I 1974 г.
Подписано к печати 26/VI 1974 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2.
Усл. печ. л. 21,25. Уч.-изд. л. 21,8
Тираж 1000. Т-08155. Тип. зак. 881.
Цена 2 р. 48 к.

Издательство «Наука» 103717,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

Набрано в Чеховском полиграфкомбинате
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР
г. Чехов Московской области

Отпечатано во 2-й типографии
издательства «Наука»
121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 10

992



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

3