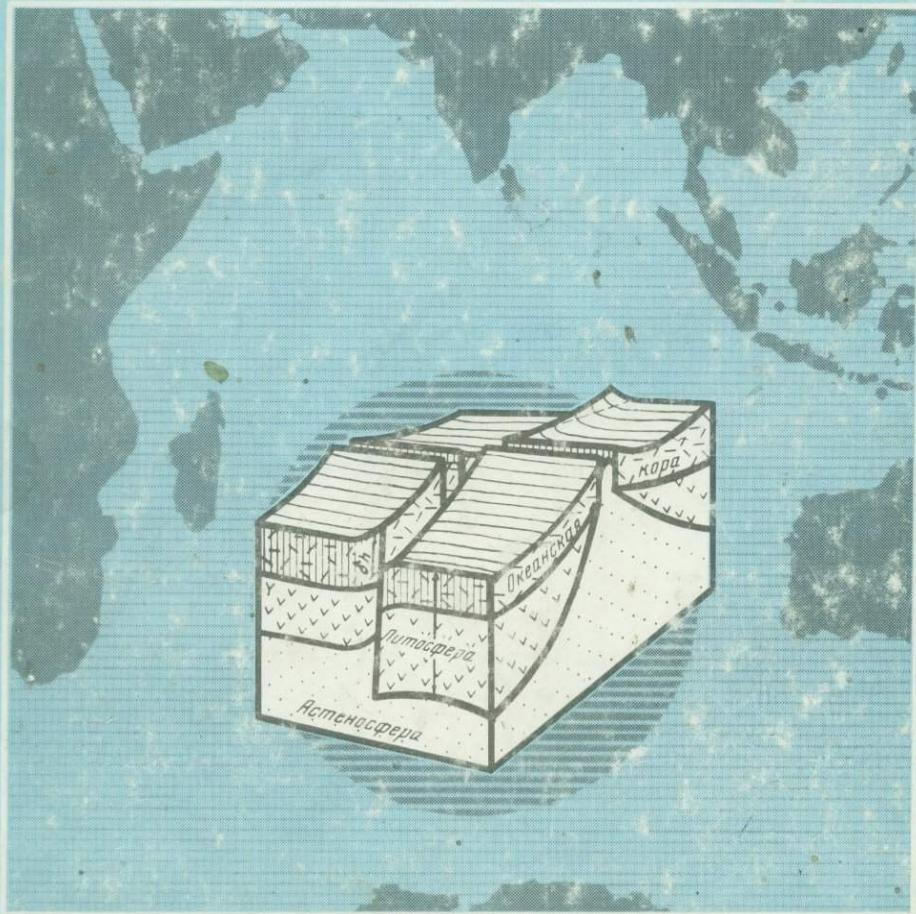


# ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА



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

4694

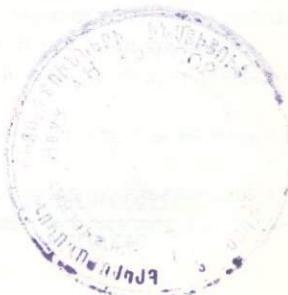
# ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

ПО МАТЕРИАЛАМ 25-го РЕЙСА  
НИС "ДМИТРИЙ МЕНДЕЛЕЕВ"

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
А.П. ЛИСИЦЫН



МОСКВА "НАУКА" 1986



УДК 551.4

Трансформные разломы Индийского океана. М.: Наука, 1986.

Монография основана на результатах комплексных геологических исследований, проведенных в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в 1980 г. В книге описано применение новых методов морских геологических исследований, позволивших получить в разломных зонах океана богатый фактический материал. Изложены современные представления о трансформных разломах в области океанской коры и дано детальное описание геологического строения трех трансформных разломов – Вима, Арго и Мария Целеста, включая данные по геоморфологии и тектонике, непрерывному сейсмическому профилированию, коренным породам, литологии, стратиграфии, минералогии и geoхимии осадочного материала.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, geoхимиков, литологов.

Рецензенты:

О.К. Бордовский, Н.П. Морозов

T 1903030200-513 136-86-IV  
042 (02)-86

© Издательство "Наука", 1986 г.

## ВВЕДЕНИЕ

Срединные хребты и связанные с ними трансформные разломы являются важнейшими элементами тектоники литосферных плит. Срединные (активные) хребты образуют в океанах систему длиной около 60 000 км, их нет на континентальных частях плит. В срединных хребтах генерируется океанская кора. Базальтовая лава, нагретая до температуры более тысячи градусов, контактирует здесь с придонной морской водой, что приводит к выщелачиванию из базальтов металлов, возникновению подводных гидротермальных систем и связанных с ними рудопроявлений (металлоносные осадки, корки, сульфиды и др.).

Морфология срединно-океанских хребтов, особенно низкоспрединовых, к которым относятся хребты Индийского океана, свидетельствует о том, что они являются областью раздвижения. В осевой части хребтов расположены обычно зияющие трещины, внутри которых выделяется невысокое центральное поднятие. Активность осевых зон подтверждается данными сейсмических наблюдений (здесь очаги расположены на глубинах до 20–30 км), а также высокими значениями теплового потока, которые во много раз превышают значения, обычные для удаленных от хребтов частей океанов.

В высокой активности срединных хребтов убеждает также и отсутствие или очень малая мощность осадочного покрова на базальтах, свежесть и молодость излияний базальтовых лав в рифтовой долине, гидротермальная деятельность.

Срединные хребты океанов пересечены многочисленными, поперечными к их простиранию, разломами, которые называют, по предложению Дж.Т. Вильсона, трансформными. По этим разломам происходят смещения осевой зоны срединных хребтов на многие сотни километров.

Важно подчеркнуть, что собственно активными, сдвиговыми частями трансформных разломов являются участки между осевыми зонами смещенных участков срединных хребтов. Именно здесь разломы выявляются высокой сейсмичностью, повышенными значениями теплового потока. Здесь борта разлома движутся в противоположных направлениях. За пределами активных участков смещения идут в одном направлении, но с разной скоростью.

По размерам трансформные разломы могут быть разделены на несколько классов.

Наиболее крупные из разломов — глобальные (или магистральные) — имеют длину несколько тысяч километров. Они пересекают не только

океанские плиты, но нередко выходят на континенты. Вертикальные смещения в бортах разломов достигают 5–7 км. По их простиранию нередко меняются участки с преобладанием раздвиговой или надвиговой компоненты. При преобладании раздвиговой компоненты образуются ущелья глубиной до 7–8 км. Таковы системы разломов Тихого океана, отстоящие друг от друга приблизительно на тысячи километров: Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон и др., а также крупнейшие из разломов Индийского океана, о которых пойдет речь в монографии.

Кроме самых крупных магистральных разломов, пересекающих океаны, существуют и разломы средних размеров – региональные. Они встречаются значительно чаще и отстоят друг от друга на сотни километров. Их горизонтальная протяженность и расчленение значительно меньше.

Наконец, наибольшим распространением пользуются мелкие, локальные трансформные разломы, которые пересекают срединный хребет с интервалом в несколько километров и имеют небольшую горизонтальную протяженность, нередко не выходят из зоны хребта, охватывая лишь его осевую и гребневую части. Их вертикальные смещения также значительно меньше, чем магистральных и региональных.

О высокой вулканической активности в точках пересечения срединных хребтов разломами свидетельствуют многочисленные вулканические постройки, которые нередко возвышаются над поверхностью океана в виде вулканических островов (Исландия, Азорские острова, о-в Вознесения и др. в Атлантическом океане; о-ва Сен-Поль и Амстердам в Индийском и т.д.). Чаще всего острова находятся не в самой точке пересечения хребта разломом, а смещены на одно из плеч рифтовой зоны. Лавы этих островов обычно базальтовые с повышенной щелочностью.

В процессе разрастания (спрединга) океанского дна жесткие плиты, перемещаясь по сферической поверхности Земли, начинают скользить относительно друг друга. Движение плит идет относительно полюса вращения. Линия, соединяющая полюс вращения и центр Земли, называется осью разрастания. Если нанести на сферу параллели, проведенные относительно полюса разрастания, то скольжение плит по трансформным разломам происходит именно по этим параллелям. Таким образом, трансформные разломы – это не исключительное или редкое, а обычное явление на дне океана; как и срединные хребты; они всегда как бы "оперяют" хребты, генетически с ними связанны.

По разломам участки плит, находящиеся между рифтами, смещаются относительно друг друга. Осевая зона срединного хребта из-за этого не представляет собой прямой непрерывной линии: она имеет многочисленные, часто очень значительные смещения по нормали к простиранию хребта. Величина горизонтальных смещений может достигать сотен и тысяч километров: левосторонний сдвиг по разлому Мендосино в Тихом океане имеет амплитуду 1170 км. Вероятно, это самый крупный из известных в настоящее время разломов на дне океана.

По вертикали трансформные разломы охватывают не только всю океанскую кору, но также и верхнюю мантию, т.е. являются глубинными. Переходы глубин в зоне разломов превышают 1 км, а максимальная глубина ущелья разлома достигает, как, например, в разломе Романш в Атлантическом океане, 7,5 км, т.е. приближается к глубинам океанских желобов.

Среди трансформных разломов в настоящее время выделяют разломы первого рода (типа хребет–хребет или рифт–рифт), которые соединяют две зоны раздвижения плит. Это наиболее широко развитый в океане тип разломов, и, по существу, все разломы, о которых пойдет речь в этой монографии, относятся к типу рифт–рифт. К этому же типу относятся и границы между разными плитами, по которым происходит скольжение, например разлом Сан-Андреас. Трансформные разломы второго рода (типа рифт–зона субдукции) и третьего рода (типа зона субдукции–зона субдукции) встречаются реже и нами не рассматриваются.

Зоны разломов являются естественными "окнами" в океанской коре и литосфере. В их круtyх, почти отвесных бортах могут быть изучены разрезы океанской коры, а в некоторых случаях и верхней мантии мощностью до 5–7 км, а иногда и более. Непрерывные естественные обнажения столь значительной мощности и протяженности на континентах отсутствуют, очень редки они также и в других частях океанов, вне зон трансформных разломов, и поэтому для познания океанской коры исследования разломов имеют громадное значение.

В особенности ценные материалы могут быть получены при систематических исследованиях бортов разломов с подводных обитаемых аппаратов с картированием и прицельным отбором проб. Однако до настоящего времени основные сборы материалов из разломов сделаны только методом драгирования, поэтому они дают самые общие представления о породах коры и почти ничего не говорят о взаимоотношениях этих город, особенностях их залегания и др. Исследования с подводных аппаратов пока еще только начинаются.

Трансформные разломы пронизывают толщу океанской коры на многие километры в глубину, они образуют обычно широкую зону дробления, по которой морская вода может проникать вглубь океанской коры, достигая, вероятно, пород третьего слоя, а возможно, и пород мантии. С трансформными разломами могут быть поэтому связаны проявления гидротермальной активности. В особенности вероятны они на участках между смещенными отрезками осей спрединга, а также на пересечениях разломом оси спрединга. Именно здесь на основе геолого-геофизического прогноза можно ожидать возникновения рудных узлов: металлоносных осадков, обогащенных гидротермальным материалом, поступления гидротермального материала (особенно железа и марганца) в воду, а также образования в верхних слоях коры и на поверхности дна сульфидных скоплений. В условиях окислительной среды на поверхности базальтов широким развитием должны пользоваться также и марганцевые корки с высокими скоростями образования, что отличает их от пелагических железо-марганцевых конкреций. Таким образом, изучение разломов имеет не только научное, но и практическое значение в связи с рудообразованием.

Возникновение зон дробления по разломам связано с тем, что направление спрединга во времени постоянно меняется, возникают участки сжатия и участки растяжения. При значительных сжатиях происходит поддвиг одного борта разлома под другой, который часто проявляется морфологически в виде высоких приразломных хребтов, а также петрологически – глубокой метаморфизацией базальтов; чем больше протяженность транс-

формных разломов, тем вероятнее в них можно ожидать морфологических и петрологических проявлений чередования участков сжатия и участков растяжения. В небольших по протяженности разломах преобладает одна компонента, в глобальных и крупных региональных компоненты часто меняются по простирации разлома. Таким образом, океанские трансформные разломы в плане это не линейное, а скорее полосовое трехмерное образование крупных размеров, а в пространстве — объемное, четко выраженное как в рельфе дна, так и в геофизических аномалиях, в донных осадках, в петрологии пород, а также в ряде случаев в гидротермальной активности. Последняя и приводит к геохимическим и геологическим аномалиям (наддонные воды, осадки, иловые воды), возникновению рудопроявления. Ширина зон геофизических и тектонических аномалий составляет чаще всего 20–40 км, а геохимических — десятки, а иногда и сотни километров, т.е. геофизические и геохимические аномалии могут использоваться для поиска гидротерм на дне океана.

Система трансформных разломов северной части Индийского океана довольно древняя, поэтому длительность существования разломов и возможной гидротермальной деятельности по ним значительна. Она намного больше, в частности, чем в Тихом океане, где реорганизация плит произошла около 15–20 млн лет назад и старая система спрединга сопряженными с ней трансформными разломами отмерла, уступив место новой. Достаточно незначительных — около 10 км и более — смещений оси спрединга, для того чтобы разлом перестал быть активным и гидротермальная деятельность в нем прекратилась. Поэтому знание истории спрединга оказывается важным не только для понимания истории развития трансформных разломов, являющихся порождением спрединга, но и для понимания истории гидротермальной деятельности и рудообразования.

Еще одно важное для понимания гидротермальной деятельности обстоятельство связано с приразломными хребтами, которые достигают нередко большой высоты и иногда даже возвышаются местами над уровнем моря. Предполагается, что возникают они при серпентинизации пород, возникающей при проникновении через разломы морской воды до ультраосновных пород. При серпентинизации породы становятся более легкими, образуют серпентинитовые протрузии, морфологически проявляющиеся в виде приразломных хребтов. Именно здесь четко проявляется контакт морской воды с разогретыми породами третьего слоя, здесь можно ожидать проявлений гидротермальной деятельности, связанной с контактом морская вода—ультраосновные породы. Элементами-индикаторами такой деятельности могут быть элементы-индикаторы ультраосновных магм: хром, никель, платиноиды.

Главная часть сульфидов осаждается, видимо, гидротермами не на поверхности дна, а в зонах дробления ниже поверхности, где происходит встреча вод гидротерм с холодными поддонными водами. Только в условиях высокоспрединговых хребтов, где мощность гидротерм особенно велика, их встреча с океанскими водами происходит на поверхности дна. На этом барьере накапливается сульфидный материал, возникают нередко крупные скопления, имеющие значения месторождений. Чем ниже скорость спрединга, тем слабее гидротермальная деятельность, тем ниже в толще базальтов второго слоя океанской коры (базальто-

вого) опускается геохимический барьер восстановительной и окислительной сред, кислой и щелочной реакции. Тем глубже, таким образом, по зонам дробления опускаются в толщу базальта от поверхности дна отложения сульфидов. Понятно, что поиски таких незаметных на поверхности дна (скрытых) сульфидных отложений могут быть успешными там, где на значительном протяжении вскрыт разрез базальтовой коры. Именно такими уникальными участками и являются трансформные разломы.

В том, что главная часть гидротермального материала откладывается не на поверхности дна, а именно в базальтовом слое, мощность которого около 2 км, убеждает изучение офиолитовых поясов и отдельных месторождений (например, Троодос на о-ве Кипр, меторождений Ньюфаундленда, Омана и др). Офиолиты являются участками древней океанской коры на континентах. Изучение офиолитовых поясов показывает, что скопления сульфидов обычно отсутствуют и в нижележащем (третьем) слое океанской коры. Таким образом, главные рудопроявления четко локализованы в океанской коре слоем от поверхности дна до основания базальтового слоя (1,5–2 км мощностью). Этим обстоятельством определяется тактика поиска сульфидов в бортах рифтовых ущелий.

Аравийско-Индийский хребет, на котором проводились главные исследования в 25-м рейсе, относится к низкоспрединговым хребтам; скорости здесь ниже 3 см в год, т.е. намного ниже, чем на Восточно-Тихоокеанском поднятии, где отмечены скорости до 16–18 см в год. Естественно поэтому ожидать, что главная часть сульфидов будет скрыта здесь в базальтовой толще второго слоя и что их выходы наиболее вероятны в обрывистых стенах трансформных разломов. Гидротермальная активность в рифтовой долине хребта по аналогии с другими низкоспрединговыми хребтами должна ограничиваться образованием марганцевых корок и металлоносных осадков. Выходы сульфидов на поверхности дна (типа гидротермальных холмов и муравейников Восточно-Тихоокеанского поднятия) здесь практически исключаются. Наибольших масштабов гидротермальная активность должна достигать, по геологическому прогнозу, в точке тройственного сочленения хребтов Индийского океана: Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского и Западно-Индийского.

Дно океана обычно покрыто толщей осадков, мощность которой по периферии океана достигает километра и более, а по мере приближения к срединным хребтам закономерно снижается до сотен и десятков метров, а на гребне хребта осадочный слой отсутствует, им заполнены "карманы". Снижение мощности по направлению к хребтам отмечается во всех океанах и во всех климатических зонах океана. Эта закономерность распределения мощностей связана с уменьшением возраста базальтового ложа океанов, подстилающего осадочную толщу, по мере приближения к срединным хребтам. Именно этой закономерностью определяется то, что породы ложа, обычно скрытые под слоем осадков, могут быть получены в срединных хребтах, а также в пересекающих их разломах. Ширина зоны гидротермальной активности определяется проницаемостью осадочного чехла: чем больше его мощность, тем меньше его проницаемость для растворов. Считается, что практически непроницаемыми для морской

воды являются области с мощностью осадочного чехла более 50 м. В гидротермах давление воды может быть значительным и они прорывают толщу осадочных отложений в многие сотни метров мощностью (Калифорнийский залив и др.). Места поступления и выхода вод могут быть пространственно разобщены.

Тектонические условия в трансформных разломах определяют не только тактику их общего геолого-геохимического исследования, но и поисков выходов гидротерм и связанных с ними отложений. В активном сегменте разлома, находящемся между двумя смещенными отрезками осей спрединга, можно ожидать выходов современных гидротерм, а в двух пассивных частях разлома — древних (скрытых) сульфидных тел, находящихся в базальтовом слое в форме массивных образований или штокверков. Поскольку борта спрединговой долины (ущелья) имеют разный возраст, то они должны находиться на разных глубинах. Чем больше разница в возрасте бортов, тем больше перепад глубин между бортами; максимально он может достигать 2 км. Исследования зон разломов, таким образом, существенно дополняют данные глубоководного бурения, в ходе которого удается проникать в верхние слои коры пока на первые сотни метров (в базальты редко более 1000 м), т.е. помогают решению важнейших вопросов, связанных со строением и составом океанской коры.

Наиболее полным решением задачи было бы применение подводных обитаемых аппаратов после проведения серии подготовительных геолого-геофизических работ на выбранных полигонах. Однако глубины погружения ПОА "Пайсис" не превышают 2000 м и поэтому работами с "Пайсисом" могли быть охвачены лишь некоторые из приразломных хребтов. Тяжелые погодные условия, сложившиеся во время 25-го НИС "Дмитрий Менделеев" в Индийском океане, в еще большей мере ограничили применение подводных аппаратов. Получение проб драгированием дает очень мало, проба получается интегральная без точной привязки к рельефу дна, что очень затрудняет интерпретацию. Поэтому в ходе рейса был разработан и применен новый комплекс методов: прицельной геологии, которая дает возможность с большой точностью отбирать нужные пробы; метод эдафогенных реконструкций и др.

Изучение трансформных разломов ранее проводилось в основном в Атлантическом и Тихом океанах [Глубинные разломы..., 1984], а еще ранее в Индийском океане исключительно методом драгирования [Исследования по проблеме..., 1972, 1974] с применением некоторых геофизических методов. Обобщение полученных в нашей стране материалов по разным океанам, а также их сопоставление с данными зарубежных исследований позволяет понять закономерности строения и истории развития разломов, которая тесно связана с историей спрединга, подводного вулканизма и гидротермальной деятельности.

Настоящая монография входит в цикл исследований по подводному вулканализму и гидротермальной деятельности на дне океана, которые более 10 лет проводятся по единой программе и методике Отделом геологии океана Института океанологии им. П.П. Ширшова АН ССР.

Первый рейс по этой программе был проведен НИС "Дмитрий Менделеев" (8-й рейс, начальник экспедиции А.П. Лисицын) на Восточно-Тихо-

океанском поднятии в 1972 г. Исследования проводились в области спрединга с очень высокими скоростями (12–15 см в год) [Геологогеофизические исследования, 1976].

Продолжением этих работ на Восточно-Тихоокеанском поднятии был 14-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев" (начальник экспедиции Ю.А. Богданов, научный руководитель акад. В.И. Смирнов), который состоялся в 1975 г. Исследования на Восточно-Тихоокеанском поднятии были развернуты вплоть до разлома Элтанин (около 60° ю.ш.). Помимо металлоносных осадков, в этом рейсе нами были выявлены также и геохимические индикаторы гидротерм в водной толще (повышенные концентрации металлов во взвеси) [Металлоносные осадки..., 1979]. Это одно из первых наблюдений геохимических аномалий в водной толще, связанных с гидротермальной деятельностью в рифтовых зонах срединных хребтов. В дальнейшем подобные исследования стали быстро развиваться, и в настоящее время можно говорить о достаточно широком комплексе геохимических методов определения аномалий, связанных с гидротермами, которые могут использоваться для поиска выходов гидротерм на дне. Так, дополнительные материалы по разломам Тихого океана были получены в 24-м рейсе НИС "Академик Курчатов" в 1977 г. и в 23-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в 1979 г. (начальник экспедиции Ю.П. Непрочнов). Результаты опубликованы в монографии [Глубинные разломы..., 1984].

Следующим этапом данной программы были исследования в Красном море в 1979–1980 гг. (экспедиция Пикар, начальник экспедиции А.С. Монин). В работах принимали участие НИС "Академик Курчатов" и "Профессор Штокман", а также небольшой исследовательский корабль "Акванавт". В ходе исследований на полигонах было выполнено 26 погружений ПОА "Пайсис" до глубин 2000 м, в том числе в рассолоносные впадины с температурой вод до 26°C. Далее исследования в рифтовой зоне Аденского залива (рифт Таджура) были выполнены в 1983–1984 гг. в 7-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" (начальник экспедиции А.П. Лисицын) с использованием 30-ти погружений ПОА "Пайсис" в рифт Таджура.

25-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев" в область срединных хребтов и тройственного сочленения хребтов Индийского океана, таким образом, был закономерным развитием этих исследований в новом районе работ на срединных хребтах Индийского океана. Итак, исследования в области трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта представлялись важными по следующим соображениям.

1. Каждый трансформный разлом является "окном", сквозь которое можно видеть строение океанской коры и литосферы, поскольку глубина естественного вреза достигает 3–5 км. Таким образом, в разломах могут быть исследованы уникальные разрезы океанской коры по вертикали.

2. При изучении разломов (особенно расположенных в аридной зоне океана, где скорости седиментации незначительны) возможно прослеживание разреза океанской коры на больших расстояниях вдоль разлома, т.е. по горизонтали, имея в виду закономерный рост возраста коры по мере удаления от оси хребта. Судя по магнитным аномалиям, временной интервал такого исследования несколько миллионов лет. Это изучение

разреза по горизонтали с очень большим временным разрешением возможно только в областях океанской коры и только в разломах. Оно дополняет изучение вертикальных разрезов, дает возможность увеличить разрешение разреза в десятки и даже сотни раз. Такой возможности в областях развития континентальной коры нет.

3. Изучение не одного разлома, а целой системы разломов на значительном по протяженности участке срединного хребта Индийского океана в сочетании с работами вдоль по долинам разломов позволяет впервые понять строение коры не на отдельных точках-обнажениях или на разрозненных профилях-разрезах, а в пределах значительного по площади участка по обе стороны от оси спрединга, т.е. в пределах конструктивных частей двух разных плит.

4. Поскольку гидротермальная деятельность в разломах, как уже отмечалось, диктуется их тектонической историей, а еще точнее историей спрединга, то такого рода исследование было необходимым для разработки геолого-тектонического, геофизического и геохимического прогнозов областей гидротермальной деятельности, поиска связанного с этой деятельностью оруденения.

25-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев" начался в июле 1980 г. во Владивостоке (начальник экспедиции А.П. Лисицын). Путь следования судна показан на карте (рис. 1). Из Владивостока судно прошло через Восточно-Китайское море и через Зондский пролив вышло в Индийский океан. С о-ва Рождества в меридиональном направлении на юг (по  $105^{\circ}$  в.д.) был выполнен первый генеральный разрез. На следующем этапе работы проводились на асейсмичном хребте Брокен. С 8 по 14 августа в районе подводной горы Афанасия Никитина были осуществлены работы с буксируемым аппаратом "Звук" и два погружения ПОА "Пайсис". Затем от Коломбо по  $80^{\circ}$  в.д. выполнен меридиональный разрез и с 1 сентября начаты детальные разрезы на разломе Вима с максимальной глубиной 6290 м. Ширина разломного ущелья в верхней части не более 10–20 км, а в нижней части – обычно менее 5 км; высота склонов 4–5 км. По данным геофизики, склоны практически лишены осадочного покрова.

Работы в разломе Вима были сосредоточены в самой глубинной части разлома шириной около 30 миль (по простианию). Они планировались с учетом данных всех предшествующих экспедиций. Проведено 7 промерных галсов вкрест простирация ущелья, выполнено методом "прицельной геологии" 38 станций на глубинах до 6,5 км. После этого были начаты исследования ущелья трансформного разлома Арго (максимальная глубина 4890 м). Здесь на серии поперечных разрезов были проведены работы на 36 станциях.

Работы на разломе Мария Целеста выполнялись с 10 сентября и завершились 15 сентября. Это наиболее изученный из разломов Индийского океана: около 10 драгировок в разломе было выполнено американскими экспедициями, в 1978–1979 гг. здесь проводила работы экспедиция АН УССР на НИС "Академик Вернадский". В 1975 г. в области разлома Арго работала экспедиция на судне "Шеклтон". Поэтому работы в 25-м рейсе предусматривали изучение тех частей разлома, которые ранее не обследовались. Работа затруднялась зыбью до 6 баллов и сильным ветром. За четверо суток работ было выполнено 49 геологических станций.

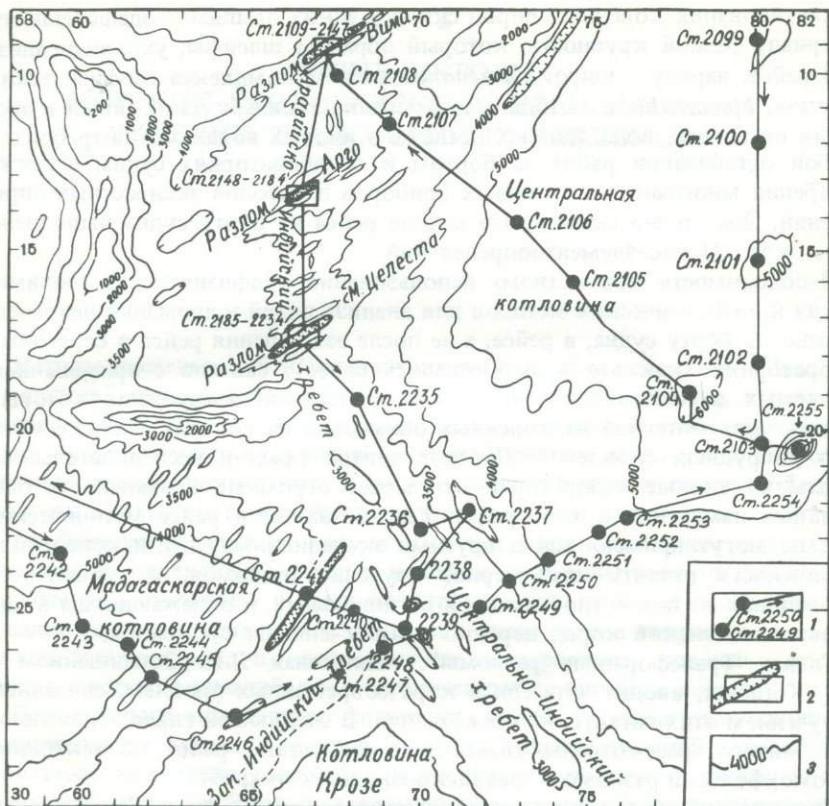


Рис. 1. Карта маршрута 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев"

1 – путь судна с геологическими станциями; 2 – геолого-геофизические полигоны; 3 – характерные изобаты

Затем работы проводились в районе тройственного сочленения и прилегающих к нему акваторий и продолжались с 25 сентября по 2 октября.

Настоящая коллективная монография открывается частью, посвященной методике изучения разломов, что крайне важно, так как геологическая обследованность трансформных разломов на дне океанов остается совершенно недостаточной из-за отсутствия методики геологических работ в узких и глубоких ущельях разломов. Глубины ущелья достигают 6,5 км в Индийском и до 7,8 км в Атлантическом океанах, а ширина ущелья в области максимальных глубин – всего 2–3 мили. Склоны разломов – это крутые, почти вертикальные обнажения коренных пород, часто не прикрыты осадками или прикрыты осыпями. Попытки работы тяжелыми геологическими приборами для получения проб со склонов и со дна разломов обычно оканчивались потерями, в лучших случаях удавалось получить интегральные пробы с помощью драг или тралов.

В ходе рейса была разработана методика исследований, позволившая без потерь приборов выполнить около 120 геологических станций в ущельях, причем с прицельным отбором проб с наиболее интересных участков склона. Разработана и применена также методика изучения и геологическо-

го картирования коренных пород склонов по их осыпям — эдафогенному материалу разной крупности, который образует шлейфы, уходящие вниз.

В рейсе, наряду с широким использованием комплекса геофизических методов, применены и методы картирования геохимических полей и аномалий во взвеси, воде, донных осадках и иловых водах, что потребовало особой организации работ за бортом и в лабораториях судна, а также внедрения многочисленных новых приборов и методов экспрессных определений. Достаточно сказать, что в ходе рейса на борту судна выполнено было около 21 тыс. элементоопределений.

Необходимость совместного использования геофизических, геохимических и литологических методов для анализа полей и аномалий непосредственно на борту судна, в рейсе, а не после завершения рейса в береговых лабораториях (как это практиковалось ранее), связано с применением обитаемых и необитаемых подводных аппаратов, погружения которых должны дать материал из коренных обнажений на склонах, а также материал из рудных скоплений. Перенос центра тяжести исследовательской работы в судовые лаборатории открывает огромные возможности оперативных изменений в ходе работ. Разработанные в рейсе методические приемы могут применяться и другими экспедициями, что, наконец, дает возможность развить планомерное изучение разломов, в особенности крупнейших из них — глобальных и региональных, и обнажающихся в них разрезов океанской коры, нередко с включениями сульфидов.

Глава "Трансформные разломы", написанная Л.П. Зоненшайном и Л.И. Коганом, вводит читателя в курс современных проблем, связанных с изучением этих гигантских образований. В следующей главе, написанной А.В. Живаго, рассмотрены главнейшие результаты работ по тектонике и геоморфологии разломов Аравийско-Индийского хребта.

Основной по объему в монографии является третья часть "Региональные геологические исследования разломов", в которой приведены данные разнообразных исследований разломов Вима (глава 1), Арго (глава 2) и Мария Целеста (глава 3). Для каждого из разломов сначала рассматриваются полученные фактические материалы, затем данные о коренных породах склона и об осадочном покрове, включая материалы непрерывного сейсмического профилирования и анализа дночерпательных проб и колонок грунтовых трубок. Раздел по стратиграфии и абсолютному возрасту основан на применении радиометрических методов, а также одновременно для тех же колонок — магнитостратиграфических и микропалеонтологических (диатомовые, кокколитофориды). Знание региональной и локальной стратиграфии осадочной толщи разломов открывает большие возможности для интерпретации их истории.

Геологическое описание каждого разлома завершается разделами по высокодисперсным минералам и по геохимии осадков.

Последний раздел при описании каждого из разломов касается общих и региональных закономерностей их геологического строения.

Соблюдение единства при описании каждого из трех изученных разломов открывает большие возможности для сопоставлений, которые сделаны в главе 4 (часть III). Результаты исследований металлоносных осадков, полученных в рифтовой зоне срединного хребта в 25-м рейсе по сходной методике, обобщены в отдельной монографии.

## ЧАСТЬ I

# НОВЫЕ МЕТОДЫ МОРСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ УЩЕЛИЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Методы исследований и организация работ в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" существенно отличались от обычно применяемых в геологических рейсах. Это связано прежде всего с особенностями программы рейса: изучением узких ущелий — трансформных разломов и гидротермальной деятельности в них, а также исследованиями в точке тройственного сочленения для выявления ее гидротермальной активности.

Особенностью рейса в методическом и организационном отношении является комплексный подход к решению проблемы поисков подводных гидротерм и связанных с ними рудопроявлений: наиболее полное использование геофизических и геохимических индикаторов гидротерм, а также других индикаторов, что позволяет сконцентрировать поиски в местах наиболее четких аномалий, т.е. в ограниченных по площади районах.

Показательны аномалии геофизических полей: 1) магнитные (снижение напряженности магнитного поля в местах гидротермальной переработки базальтов, выявление разломов, пересекающих рифтовую долину и создающих участки наибольшей проницаемости коры), 2) теплового потока, 3) сейсмические (участки с мощностью осадочной толщи менее 50 м, где вероятны выходы гидротерм на дне; с мощностью более 50 м, где трещины закрыты осадками и возможны только скрытые выходы). К числу геофизических полей, естественно, следует отнести и поле рельефа дна с выявлением участков с наибольшей вероятностью выходов гидротерм (обычно в рифтовой долине хребта по обе стороны от экструзивной зоны).

Четко выявляется необходимый для изучения этих полей и аномалий комплекс исследований: детальный эхолотный промер, непрерывное сейсмопрофилирование, магнитометрия, измерения теплового потока.

Все эти исследования (кроме теплового потока) проводились на ходу судна на участках-полигонах, выбранных для детальных работ в качестве первоочередных на основе предварительного общего геолого-тектонического прогноза. Геофизические исследования на полигонах — это первый этап работ.

Второй этап связан с исследованиями в отдельных точках полигона — на геологических станциях, с анализом в этих точках деталей геохимических полей и аномалий в водной толще (вода и взвесь), а также в поверхностном слое донных осадков и в колонках. Сеть станций на полигонах намечалась с учетом данных геофизических методов. Одновременно с изучением геофизических и геохимических полей выявляются и основные

минералогические поля и аномалии, которые могут быть связаны с гидротермальной деятельностью, те особенности состава и свойств донных осадков и иловых вод, которые маркируют гидротермы.

Геолого-геохимические аномалии могут устанавливаться в самом верхнем слое осадков, что отвечает современному этапу развития процесса, или выявляться в колонках, что отвечает десяткам и сотням тысяч лет геологического прошлого. Возможность выявления аномалий в колонках значительно выше, чем для современного этапа. Отсюда необходимость получения и детального анализа не только проб из поверхностного слоя отложений, но и длинных колонок, установления возраста их отдельных слоев, что требует развертывания в рейсе работ по биостратиграфии и абсолютному возрасту, а также по палеомагнитной геохронологии. Все эти методы — геофизические, геохимические, литологические, радиоизотопные и микропалеонтологические — должны быть экспрессными, оперативными и опережающими.

Геофизические методы с каждым годом все полнее используются для выявления аномальных участков геофизических полей, с которыми в ряде случаев бывают связаны выходы гидротерм, глубинные разломы, подводный вулканизм и другие явления, сопутствующие появлению рудных скоплений на дне. Эти аномалии, однако, являются косвенными. Необходимо подтвердить их дополнительными показателями, непосредственно связанными с рудным веществом или с веществом гидротерм.

Эта другая группа показателей может быть названа геохимическими полями и геохимическими аномалиями, которые могут возникать во взвеси (элементы в твердой фазе), в океанской воде (растворенные формы элементов), в донных осадках (элементы и соединения, связанные с твердой фазой донных осадков), в иловых водах (растворенные формы элементов, находящиеся в растворах, пропитывающих донные осадки). Большие возможности открываются также и для изучения газовой фазы в воде и осадках. Геохимические поля и аномалии, как показывает опыт работ на континентах, с успехом могут использоваться для выявлениярудопроявлений, в особенности если они сочетаются с геофизическими и геологическими методами.

В океане геохимические методы поисков рудопроявлений и гидротерм на дне океана практически не применялись, поскольку анализы обычно выполнялись в береговых лабораториях много позднее завершения экспедиций, т.е. теряли свой поисковый смысл. Это связано с тем, что аналитические работы на борту судна в океане обычно проводятся в очень ограниченных масштабах, а в большинстве экспедиций вообще не производятся.

Принципиальные возможности развития геохимических методов не могли быть реализованы в рейсе без разработки целой серии новых методических подходов и решений. Широкой постановке геохимических определений на борту судна долгие годы препятствовали условия качки и вибрации, что делает невозможным применение весовых методов анализа, а также высокая влажность, колебания напряжений в сети, ограниченность площади, неприспособленность лабораторных помещений и др. Все это заставляет геохимические методы, разработанные для береговых лабораторий, существенно трансформировать в ряде случаев и создавать оригинальные методы.

Попытки переноса принятых для исследований на сушу геохимических методов в условия океанских лабораторий часто оканчивались неудачами. Для успешного применения геохимических методов необходимо учитывать не только особенности анализов на судне, но и специфику океанской среды: условия существования здесь химических элементов, а точнее, их разнообразных соединений, т.е. при высоких концентрациях элементов основного солевого состава воды, высоких содержаниях растворенной органики, условиях активного влияния биологических процессов, окислительной среды морской воды и восстановительной в ряде мест в толще донных осадков, условиях высоких разбавлений малых элементов и исключительно тонкого измельчения взвешенных частиц.

Если при изучении геохимических полей на суше главным является определение суммарного (валового) содержания элемента и на этой основе выявление аномалий его распространения по площади, то в океане задача значительно сложнее. Дело в том, что в ряде случаев высокие содержания элемента в воде или в осадках отвечают его поступлению с суши в кристаллических решетках минералов, т.е. в форме инертной, "упакованной". Эта терригенная, заключенная в кристаллических решетках, часть элементов нередко по содержанию является главной, она создает, таким образом, значительный геохимический фон, который необходимо исключить при изучении геохимических полей, связанных с поступлением части элементов из эндогенных источников.

Судьбы другой части элементов тесно связаны с биологическими процессами, причем, как показывают биогеохимические исследования [Биогеохимия океана, 1983], вклад и этой группы элементов в формирование химических полей в пелагиали нередко оказывается решающим. Его также нужно учесть при поисках рудопроявлений.

Становится совершенно очевидным, что для разработки и успешного применения геохимических методов поиска гидротерм и связанных с ними рудных образований на дне недостаточно простого изучения суммарных содержаний элементов в воде, взвеси, донных осадках и иловых водах. Необходимо их разделение на генетические группы, с тем чтобы очистить геохимические поля от фоновых показателей, выявить и картировать реальное поступление элемента только из эндогенного источника. Это задача большой сложности, к разрешению которой морская геохимия пока еще только подходит. Для ее решения необходимо анализировать не суммарные (валовые) содержания элементов в жидкой (морская и гидротермальная вода, иловая вода), твердой (взвесь, донные осадки, рудные образования и коренные породы, организмы планктона и бентоса) и газообразной фазах, но и научиться разделять эти элементы на отдельные их генетические формы (связанные с обломочной частью, с биогенным процессом и органическим веществом, сорбированные на поверхности частиц, истинно растворенные и др.).

Уже давно делаются попытки изучения форм элементов в донных осадках, значительно реже — во взвеси и в морской воде или в иловых водах. Обычно изучение форм элементов проводилось для разделения части, участвующей в химических преобразованиях осадка (подвижные), от химически инертной части, прочно закрепленной в кристаллических решетках и не принимающей участие в преобразованиях. При новом подходе

для развития морской поисковой геохимии задача состоит в том, чтобы выявить именно ту генетическую группу элементов, которая имеет только поисковое значение, и устраниТЬ фон других генетических форм тех же элементов.

Такой подход ранее не практиковался, тем более в сочетании с другими независимыми методами. Реальность возможности применения геохимических поисков рудопроявления в океане определяется успешными исследованиями форм элементов вне областей гидротермальной деятельности, которые обобщены в работах Л.П. Деминой [1982], В.В. Гордеева [1983], В.Н. Лукашина [1981] и др. Опыта применения метода анализа форм элементов для поисковых целей в областях предполагаемой гидротермальной деятельности до 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" не имелось.

Важной особенностью применения геохимических методов в этом рейсе было одновременное исследование и суммарных (валовых) содержаний и форм элементов не только в донных осадках, но и в воде, взвеси, иловых водах, а также в гидротермах. В предшествующих работах можно найти примеры исследования форм элементов раздельно в воде или донных осадках, но одновременно для всех видов и форм осадочного материала они не проводились. Методы выделения форм (фаз) обычно разными авторами применялись различные, что затрудняло, а часто и делало невозможным сопоставления. Поскольку для поиска гидротермальных выходов были необходимы исследования полей в морской воде, взвеси, донных осадках и иловых водах, то важной предпосылкой успешного применения фазового анализа являлась унификация применяемых методов, чем обеспечивается возможность сопоставлений полей и аномалий при попадании металлов из гидротерм в океан как в жидкой или газообразной, так и в твердой фазах.

Этот новый раздел исследования, понятно, не мог быть разработан полностью в ходе одного рейса. Главной задачей было выяснение принципиальных его возможностей и эффективности применения для целей поиска гидротерм на дне, с тем чтобы далее произвести их прямое изучение, картирование и опробование с обитающих подводных аппаратов "Пайсис". Без этих подготовительных геолого-геофизических и геохимических исследований погружения подводных аппаратов мало эффективны, поскольку видимость под водой из аппарата составляет 10–20 м, а дальность его перемещения у дна за одно погружение не превышает обычно 5–7 км. Поэтому так необходим предварительный поиск участков аномалий, связанных с гидротермальной деятельностью, что и подтвердила имеющаяся практика исследований.

Итак, одна из задач рейса – разработка и внедрение в практику работ в океане геохимических методов поиска гидротерм по аномальным полям в воде (растворенные формы), во взвеси из глубинных слоев океана, в поверхностном слое донных осадков и в колонках (твердые и растворенные формы). Изучение воды, взвеси, а также донных осадков из поверхностного слоя отложений отвечает, как отмечалось, современному этапу деятельности гидротерм, а анализ длинных колонок открывает перспективы выявления гидротерм, действовавших десятки и сотни тысяч лет тому назад, т. е. возникает возможность искать "потухшие" области подводного вулканизма и связанные с ними древние гидротермальные отложения.

Геохимический поиск, таким образом, планировалось проводить не только в пространстве, но и во времени.

Для завершения поиска выходов подводных гидротерм и рудопроявлений на дне, кроме обитаемого подводного аппарата, планировалось применить еще и необитаемый буксируемый аппарат "Звук-4", снабженный фотоустановкой, с помощью которой можно визуально выявлять участки выходов гидротерм на дне.

Третья группа поисковых методов тесно связана с литологическими исследованиями донных осадков. Она включает изучение главным образом минерального состава отложений и в особенности выявление минералов, связанных с деятельностью гидротерм (окисные минералы, новообразованные силикаты, сульфиды, сульфаты и др.), а также минералов обломочных, связанных с естественными обнажениями рудных тел на дне.

В условиях океанского дна обнажения коренных пород обычно сопровождаются шлейфами обломочных минералов, которые дают ореолы рассеяния вокруг таких точечных обнажений. Эта особая генетическая группа минералов, не связанных с терригенными или биогенными источниками, а возникающих в непосредственной близости от обнажений коренных пород, названа В.П. Петелиным группой эдафогенных минералов.

Поиск выходов рудных тел на дне океана по полям рассеяния эдафогенных минералов в принципе напоминает поиск выходов рудных тел по ореолам рассеяния минералов шлифовым методом. Это пока единственный метод поиска древних рудных тел (в частности сульфидных) в естественных обнажениях на дне в рифтовых зонах. Геохимические методы для выявления таких тел бессильны, так как активная гидротермальная деятельность, породившая эти образования, давно угасла. Поскольку в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" особенно большие исследования проводились в крупных трансформных разломах, то метод поиска выходов рудных тел в стенках разломов по эдафогенным минералам был далее развит в более сложную методику косвенного изучения геологического разреза в этих обнажениях, недоступных для прямых исследований на основе анализа комплексов эдафогенных минералов и мелких обломков пород в рыхлых отложениях, полученных на разных гипсометрических уровнях склонов. Эта методика дает возможность реконструировать геологическое строение крутых склонов и потому была названа в рейсе методикой эдафогенных реконструкций. Ниже она будет рассмотрена более подробно.

При организации работ в области трансформных разломов с использованием всего арсенала современных методов наметилась определенная этапность в применении новых средств и методов исследований, которая позволяет наиболее рационально их сочетать.

Первый этап – геолого-тектонический прогноз разломов основывается на общих теоретических построениях и на некоторых закономерных связях гидротермальной активности в рифтовых зонах с тектонической обстановкой. К числу таких закономерностей относится, например, общая связь масштабов гидротермальной деятельности в срединных хребтах океанов со скоростью спрединга [Лисицын и др., 1976]. В региональном плане отмечается повышенная гидротермальная активность в местах перекрытия осей спрединга (оверлэпинг), а также в местах, где рифтовая зона актив-

ных хребтов пересекается трансформными разломами, и др. Выявляется и связь участков максимальной гидротермальной деятельности с рельефом дна рифтовых зон как на поперечных, так и на продольных разрезах через рифт. На поперечных разрезах чаще всего действующие гидротермы встречаются в рифтовой долине на участке от срединной зоны экструзий до основания краевых уступов. В стенках краевых уступов можно ожидать выходов только древних рудных тел, которые не выявляются по геохимическим аномалиям, такие же выходы вероятны и в стенках трансформных разломов. На продольных разрезах вдоль оси рифтовой долины максимум гидротерм совпадает с наиболее приподнятыми участками дна рифтовой долины, которые отвечают участкам над вулканическими камерами. Кроме общих и региональных, имеются еще и локальные закономерности, которые выявляют с привлечением всех доступных исследований.

Второй этап, на основе выявленных по прогнозам и по результатам предшествующих исследований данных, — выбор ключевых районов полигонов, в пределах которых ведется более детальный поиск районов гидротерм с изучением полей и аномалий. Как уже отмечалось, на этом этапе работы ведутся на ходу судна для выявления и картирования геофизических полей, что дает возможность после оперативной обработки результатов значительно сузить районы работ третьего этапа, исключив из рассмотрения участки, мало перспективные по геофизическим данным.

Третий этап — работы на геологических станциях и разрезах с получением проб воды, взвеси, донных осадков и коренных пород для картирования геохимических полей и аномалий в воде, взвеси и поверхностном слое донных осадков и в толще осадочных отложений. Наряду с описанными выше геохимическими методами поисков гидротерм и рудных образований, на этом этапе широко используются и литологические методы (метод эдафогенных реконструкций и др.). Выявляются геохимические и литологические аномалии. Это дает возможность еще более сузить области вероятных выходов гидротерм и рудных образований, детализировать работы, для чего нередко бывает необходимо провести еще дополнительные исследования по сгущающейся вокруг предполагаемого выхода сетке станций.

Четвертый этап работ — визуальные исследования области вероятной гидротермальной деятельности или скоплений рудного вещества с помощью необитаемых подводных аппаратов. Выявление гидротерм по визуальным признакам проводится на основании изучения серий подводных фотографий, сделанных по маршрутам подводного аппарата.

Пятый этап как бы завершает последовательно сгущающуюся сеть наблюдений. Он включает погружения обитаемого подводного аппарата в места, которые на всех предыдущих этапах выявлены как наиболее перспективные для поиска рудных скоплений или активной гидротермальной деятельности. На этом этапе может быть не одно погружение подводного аппарата с проведением как маршрутных исследований с опробованием, так и подводного геологического картирования с опробованием площадей развития рудных тел.

Идея такого поэтапного изучения рудопроявлений на дне океана в пять этапов связана с тем, что эти явления приурочены в океане к участкам сравнительно небольшой протяженности — первые сотни метров, редко

более 1 км – при общей протяженности срединных хребтов океанов около 60 000 км. Именно такая тактика исследований представляется сейчас наиболее рациональной и эффективной на основе анализа всего имеющегося опыта работ.

Ранее некоторые разделы таких исследований вообще не развивались. Таким образом, речь идет о новом комплексе методов, связанных между собой определенной временной последовательностью и применяемых на разных, уменьшающихся от этапа к этапу по площади участках дна.

Совершенно очевидно и то, что работа не по заранее запланированной сетке галсов и станций, а с учетом результатов предшествующих этапов требует новой организации с максимальной оперативностью использования данных. Эта оперативность может быть достигнута при внедрении в практику геофизических и геолого-геохимических исследований новых методов, а также при широком использовании судовых ЭВМ. Электронно-вычислительные машины на судах применялись и ранее, главным образом при работах по физике океана и при изучении геофизических полей. Для успешных исследований по описанной выше методике с пятью этапами исследований необходимо организовать обработку материалов каждого из этапов так, чтобы без простоя к моменту начала работ следующего этапа все данные были бы обработаны и учтены при планировании. Отсюда необходимость применения ЭВМ не только для первичной обработки данных и внесения необходимых поправок, но и для быстрого построения необходимых разрезов, карт и графиков, т.е. для окончательной экспресс-обработки. Так, после завершения этапа геофизических работ на галсах должны быть быстро – за несколько часов – построены карты и разрезы рельефа дна, магнитных полей и аномалий, мощности осадочного покрова, а на их основе – структурно-тектонические карты с показом особенностей, важных для поиска гидротерм. Нередко после обработки данных для наиболее важных районов приходится выполнять дополнительные исследования по сгущающейся сетке галсов, что должно определяться оперативно.

Не менее важное значение имеет применение ЭВМ на третьем этапе работ для выявления литолого-геохимических аномалий на станциях в пределах выбранных полигонов. Здесь разнообразие показателей еще больше возрастает: это и аномалии в воде, во взвеси, в ряде случаев аномалии газового состава (гелий, метан, водород, сероводород и другие газы, связанные с гидротермальной деятельностью на дне), и аномалии в поверхностном слое донных осадков, в колонках и иловых водах. Экспрессность аналитических методов должна и на этом этапе дополняться еще экспрессностью обработки полученных данных с машинным построением профилей, карт и графиков. И на этом этапе быстро – за несколько часов после анализа – должны быть построены необходимые карты с показом аномалий, нужных для планирования работ следующего этапа – визуальной детализации области аномалий с помощью буксируемого подводного аппарата. В свою очередь, данные этого этапа должны быстро обрабатываться для обеспечения последующих погружений ПОА "Пайсис" в отдельных точках, которые устанавливаются после просмотра массива фотографий, полученных буксируемым аппаратом. Все этапы работ, таким образом, оперативно связаны между собой, и задержка на любом из них ведет к задержке работ на последующих этапах.

Отметим, что предложенные в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" методика и этапность исследований ранее не применялись ни на советских, ни на зарубежных исследовательских судах.

Опыт зарубежных исследований обычно предусматривает раздельные рейсы по изучению геофизических полей, геологическому опробованию, работам с буксируемыми и обитающими аппаратами. После каждого рейса следует дополнительно длительная обработка данных на берегу. Лишь в последующих рейсах проводятся работы по получению геохимических и литологических показателей, геохимические аномалии устанавливаются лишь после завершения работ уже в условиях береговых лабораторий. С учетом данных обработки на берегу проводятся экспедиционные работы следующего этапа с буксируемыми у дна необитаемыми аппаратами, с получением серии фотографий дна. После анализа полученных фотографий в избранный район направляется судно — носитель подводного аппарата, с которого происходят погружения в избранных точках. Бывают и различные варианты сочетания отдельных методов, но обычно до получения проб с ПОА проходит не менее двух-трех предваряющих рейсов, т.е. работа растягивается нередко на несколько лет.

Одной из важнейших методических задач рейса была попытка разработки новой более эффективной методики работ по поиску подводных гидротерм с одного судна и в одном рейсе без перерывов на обработку на суше, что делает исследования более оперативными и рентабельными, повышает качество результатов и эффективность использования экспедиционных судов.

В настоящее время возникла необходимость оценки экономического значения рудных образований, связанных с гидротермами на дне океана, и, возможно, в скором времени будет поставлен вопрос о промышленной их разработке (в первую очередь полиметаллических сульфидных руд). Поэтому разработка наиболее совершенной методики работ является первым необходимым шагом для успешного решения этой проблемы в целом.

### Метод прицельной геологии, или метод противодрейфового промера

Изучение узких подводных ущелий — разломов на дне океанов, а также подводных хребтов и отдельных гор представляет собой особо трудную задачу для геологических исследований. Крутые склоны подводных разломов изобилуют многочисленными выступами скал, обрывами, каменистыми осыпями, которые чередуются с участками накопления рыхлых осадков на уступах и в "карманах" на склонах. Значительные глубины многих из ущелий — до 6,5 км в Индийском океане и до 7856 м в Атлантическом (впадина Романш) — сочетаются с незначительными размерами ущелий вкrest их простирания: обычно 2–3 мили в области максимальных глубин. В столь сложных геологических условиях получение проб в разломах обычно связано с большими трудностями и часто оканчивается неудачами, потерей дорогостоящих приборов. Поэтому породы и отложения разломов обычно характеризуются лишь отдельными пробами, полученными грунтовыми трубками, а чаще всего это интегральные пробы, полученные

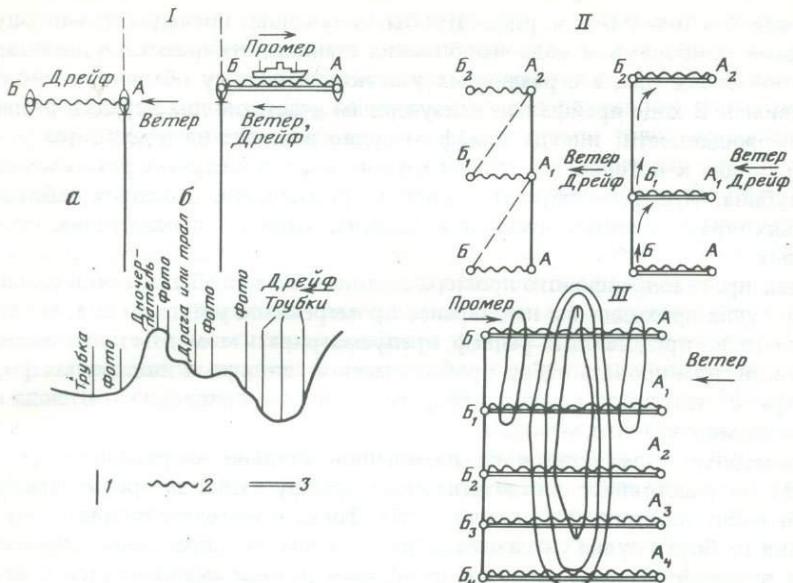


Рис. 2. Принципы выполнения геологических работ с противодрейфовым промером  
 I – работы на геологической станции: а – выполнение обычной станции без противодрейфового промера; б – выполнение станции с противодрейфовым промером; 1 – движение судна до станции; 2 – дрейф судна в ходе выполнения станции; 3 – противодрейфовый промер, выполняющийся до проведения забортных работ. А – начало работ в дрейфе, Б – конец работ в дрейфе, В – прицельный отбор проб донных отложений в ходе рабочего дрейфа  
 II – работы на серии станций ( $A, A_1, A_2$ ) по разрезу: а – без противодрейфового промера; б – с противодрейфовым промером (дрейф завершается в намеченной точке станции)  
 III – работы на полигоне (из пяти станций –  $A, A_1, A_2, A_3, A_4$ ) – серии противодрейфовых разрезов большой длины

драгами при их движении на значительном участке вдоль по простирианию дна разлома. Эти пробы оказываются достаточно случайными, неясно, какие именно участки разлома они характеризуют, с какими конкретно формами рельефа дна или обнажениями связаны. Поперечных разрезов через разломы с отбором проб сделать не удается.

В то же время, ущелья трансформных разломов представляют собой как бы огромные естественные обнажения на дне, по своим вертикальным и горизонтальным размерам намного превышающие обычные обнажения на континентах. Крутые их стены имеют высоту до 3–5 км, протяженность достигает 300–500 км. Понятно, что единичные или интегральные пробы не могут характеризовать такие сложно устроенные естественные обнажения и разрезы толщи океанских отложений и океанской коры. Необходимы другие методы исследования этих обнажений.

Обычно при выполнении геологических исследований судно, прида в точку станции, ложится в дрейф. Забортные геологические работы ведутся в дрейфе и нередко продолжаются 12 часов и более. При средней скорости дрейфа 1–1,5 узла за это время судно пройдет 12–18 миль (рис. 2, а), т.е. окажется далеко за пределами рифтового ущелья, т.е. в районах, для которых обычно нет данных эхолотного промера и геофизики переходят

из точки *A* в точку *B* (см. рис.). Пробы, полученные последовательно опускаемыми приборами в ходе выполнения станции, отбираются в дрейфе не из одной точки дна, а с различных участков и потому обычно трудно сопоставимы. В ходе дрейфа над неизученным участком дна нередки различные неожиданности: иногда дрейфом судно выносит на подводную гору, что приводит к потерям грунтовых трубок, в других случаях резко меняется глубина. Предусмотреть эти явления невозможно, и потому работы в ущельях трансформных разломов геологи относят к категории особо опасных.

Идея противодрейфового промера состоит в том, чтобы от точки станции дрейф судна проходил бы над заранее промеренным участком дна, что позволяет точно представлять рельеф, предусматривать моменты прохождения опасности, планировать отбор проб с участков, типичных для разных форм рельефа, и, что самое важное, отбирать эти пробы прицельно — отсюда название комплекса этих методов.

Промерный галс ведется от намеченной станции направления против дрейфа на расстояние, соответствующее дрейфу судна за предполагаемое время работ на станции (см. рис. 2, б). Тогда к моменту начала работ на станции на борту судна уже имеется профиль дна по направлению движения судна в дрейфе. В ходе работ на дрейфовом разрезе судно медленно перемещается по профилю, что дает возможность отбора типичных проб для важнейших форм рельефа даже со склонов и дна узких ущелей. Таким образом, дрейф судна из досадной помехи, затрудняющей выполнение работ, становится необходимым фактором, обеспечивающим очень медленное и постоянное перемещение судна по разрезу, что, в свою очередь, обеспечивает возможность выбора наиболее интересных точек отбора проб.

При принятом получении одиночной пробы на станции обычно неясно, для какой именно формы рельефа дна ущелья характерна эта пробы. Эта неясность становится особенно существенной при исследовании районов со сложным расчленением рельефа (подводные хребты, горы, ущелья, холмы) и минимальна при исследованиях в области равнин морского дна. Для получения полного представления о связи осадков данного района с формами рельефа необходима не одна, а несколько проб из наиболее характерных участков дна в районе станции.

Крайняя необходимость внедрения дрейфовых разрезов возникла при исследовании системы трансформных разломов Индийского океана (Вима, Арго и Мария Целеста). Эти разломы представляют собой узкие глубокие ущелья с крутыми, почти вертикальными склонами. Например, ширина ущелья разлома Вима по изобате 5500 м составляет всего 2–3 мили, а верхней части между изобатами 3000 м — около 10–15 миль. Ущелья-разломы врезаны в дно океана на 2–5 км. Их склоны отличаются большой крутизной, что в сочетании с значительной силой и частотой сейсмических толчков (по данным наблюдений донными сейсмическими станциями, до 50 землетрясений в сутки) приводит к обнаженности склонов, широкому развитию каменистых осыпей.

В 25-м рейсе был предложен метод работ с противодрейфовым промером, во внедрении которого, кроме автора, активно участвовали Ю.А. Богданов и М.И. Кузьмин. Из точки намеченной станции судно поворачивает против направления дрейфа и ведет промер на таком расстоянии, которое

будет соответствовать его смещению в дрейфе за время выполнения станции (при учете конкретного для данного момента направления и скорости дрейфа). После завершения промера судно ложится в дрейф и начинает перемещаться уже не по неизвестному участку и не по району, построенному на основе интерполяции карты, а по конкретному, точно привязанному профилю, полученному эхолотированием. При современных средствах навигации скорость судна в дрейфе определяется очень точно. Поэтому можно в любой момент определить не только над какими формами рельефа дна судно движется в данный момент, т. е. точно привязывается к рельефу, но, зная скорость перемещения, можно прогнозировать положение с упреждением, т. е. с достаточной точностью вычислить, где судно будет в заданное время, чтобы начать спуск приборов с упреждением, чем обеспечивается точность попадания прибора в данную точку разреза, прицельность метода.

Зная скорость спуска забортных приборов и скорость дрейфа, можно вычислить и время спуска прибора (трубы, дночерпателя или фотоуставновки) для получения пробы с данной формы рельефа (участки склона с заранее определенной глубиной; самые глубокие части ущелий, каньонов и подводных долин, уступы дна; карманы осадочных отложений на склоне или осыпь каменного материала). Открывается, таким образом, возможность не только выбора наиболее рациональных мест опробования разрезов прицельного отбора проб, например, в узких ущельях, но и для картирования, которое становится точным и основывается не на случайных пробах, как это было раньше.

Метод прицельной геологии на заключительном этапе рейса стал определяющим, работы успешно выполнялись как на отдельных станциях, так и на разрезах большой длины (с дрейфом 8–12 часов), а также и на целых системах параллельных разрезов, образующих полигон (например, полигоны Вима, Арго, Мария Целеста).

При наличии на борту судна современной интегральной навигационной системы можно определять положение судна с точностью до половины длины его корпуса. Моменты касания дна приборами регистрируются на ходовом мостике, и для них даются соответствующие координаты.

Есть и еще один независимый способ контроля положения судна в ходе работы в дрейфе. Если профиль дна, полученный при проведении первоначального (противодрейфового) эхолотного промера и последующий, полученный в ходе дрейфа со станциями (рабочего дрейфа), совпадают, то это означает, что судно точно вышло на точку начала работ и следует по первоначальному (промерному) профилю. Расхождения обычно указывают на навигационные ошибки. Ориентировка по рельефу может быть сделана только в том случае, если и в ходе дрейфа проводится непрерывный эхолотный промер (а не периодическое включение эхолотов, что обычно практикуется) и профиль составляется в том же масштабе, что и в ходе промера. Например, при скорости хода судна с промером 10 узлов и скорости дрейфа в один узел профиль, получаемый в дрейфе, должен быть "сжат" в 10 раз. Этот вид промера в ходе работ с забортными приборами называется контрольно-дрейфовым (КД) промером.

При чрезмерно высокой скорости дрейфа разрешающая способность на разрезе, т. е. расстояние между соседними пробами, может оказаться недостаточной. Это может повлечь необходимость возврата в исходную

точку дрейфового разреза и повторного его прохождения в дрейфе с отбором дополнительных проб в промежутках между пробами первого дрейфа. Такой вид исследования, таким образом, обеспечивает исключительно высокую детальность работ, точность привязки проб. Иногда скорость дрейфа становится столь значительной, что работать в дрейфе становится трудно или невозможно, поскольку углы отклонения тросов становятся очень большими, а судно быстро "проскаивает" ущелье. В таких случаях используют метод подработки машинами против дрейфа, снижая скорость движения судна по разрезу при дрейфе и одновременно уменьшая углы наклона троса. Метод подработки против направления ветра и дрейфа главными машинами судна широко применялся при исследованиях в Антарктике, где он был разработан и внедрен автором этих строк и капитаном И.А. Маном. В суровых условиях сильного ветра и волнения удавалось работать с тяжелыми геологическими приборами, а также вести одновременную работу с двух лебедок [Лисицын, 1959]. Для этих целей также могут использоваться не только главные двигатели судна, но и боковые толкатели или активный руль.

Как быть в тех случаях, когда дрейфа нет или когда дрейф идет в направлении, невыгодном для получения проб (например, не поперек ущелий, а вдоль или косо)?

В случае отсутствия дрейфа работы можно проводить на самом малом ходу — 1–1,5 узла с подработкой двигателями или с помощью активного руля (боковых толкателей). В таких случаях направление движения судна может быть любым. Это метод искусственного дрейфа. При неблагоприятном направлении дрейфа вместе с штурманским составом подбирается такой курс и скорость (в пределах 1–2 узлов) движения судна, чтобы равнодействующая дрейфа и хода судна оказалась бы наиболее целесообразной. Это метод движения по равнодействующей требует более сложного навигационного обеспечения и координации опережающего промера (установка навигационного буя и др.).

Практика проведения работ с противодрейфовым промером такова. До выхода в точку станции или в начало разреза штурманский состав должен уточнить скорость и направление дрейфа. Этими показателями определяется направление противодрейфового промера (отличающиеся на  $180^{\circ}$  от направления дрейфа) и время промера. Длина промерного галса определяется при выполнении одиночной станции по запланированному времени станции, умноженному на скорость дрейфа. Для вычисления времени промера длину галса нужно поделить на среднюю скорость хода судна. При работах с выполнением серии разрезов (на дрейфовом полигоне) время промера определяется из затрат времени на отдельные разрезы, составляющие полигон, а также на переходы между ними.

При выполнении противодрейфового промера составляется профиль на миллиметровой бумаге в удобном, достаточно детальном масштабе. К моменту завершения промера профиль должен быть подготовлен полностью. Для ориентировки по профилю хорошо использовать масштабную линейку, которая размечена по конкретным скоростям дрейфа в масштабе времени, например через минуту дрейфа. Момент начала дрейфа (исходная точка станции или разреза) отмечается на профиле. Далее, пользуясь масштабной линейкой, можно определить, через сколько минут судно в

дрейфе выйдет на тот или иной участок профиля, с тем чтобы можно было получить пробу прицельно, с заданного участка дна.

Прицеливание прибором определяется упреждением, с которым нужно начать спуск прибора, чтобы он коснулся дна в необходимой точке. Упреждение определяют экспериментально на основе хронометража спуска приборов на разных скоростных режимах лебедок. Строятся отдельные графики глубины и времени спуска для дночерпателей, батометров, трубок малого и большого диаметра, поршневой трубы и т. д.

Например, спуск дночерпателя "Океан-50" на глубину 3000 м занимает 40 мин (в данном режиме работы лебедки). Это означает, что погружение дночерпателя должно быть начато за 40 мин до выхода судна в нужную точку с глубиной 3000 м и за 80 мин в точку с глубиной 6000 м. Ориентируясь по рельефу и скорости дрейфа, можно определить опережение и своевременно начать погружение прибора.

Есть и другой способ, когда прибор заблаговременно подводят ближе ко дну — на 5–10 мин по времени спуска — и, зная фактическую глубину места и глубину погружения прибора, определяют момент рабочего спуска (это метод "подвески приборов у дна"). Последний метод практикуется обычно при работах на ровном дне или на склонах. Момент касания прибором дна передается в эхолотную и фиксируется на профиле, чем контролируется правильность попадания.

Из сказанного ясно, что для прицельного отбора проб в ущельях необходима слаженная работа целой бригады: штурманского состава, эхолотной вахты и операторов на лебедках. Свообразным дирижером такой команды является диспетчер из числа наиболее опытных морских геологов. В ходе работы сыгранность команды растет и точность попаданий приборов в заданные объекты на дне постепенно увеличивается, приобретается опыт, который дает более полное использование возможностей судна и всех его систем.

При исследованиях в разломах Индийского океана довольно быстро удалось добиться точности, измеряемой сотнями, а потом и десятками метров, т. е. появилась возможность опробования всех важнейших образований на дне ущелий.

Выполнение разрезов с прицельным отбором проб на основе детального эхолотного промера может быть еще более усовершенствовано, если после проведения промера и до отбора проб выполнять предваряющий фоторазрез с применением камер подводного фотографирования, работы с которыми ведутся прицельно, как и при отборе проб осадков. Тогда прицельное получение проб из наиболее характерных по рельефу участков дна дополняется еще и возможностью их визуальной, фациальной привязки по подводным фотографиям. Желательно фоторазрез выполнить и обработать до получения проб осадков, используя его для дополнительной информации, а также для суждения о связи осадок—рельеф дна не только на макро- и мезоуровне, но и на микроуровне, т. е. на уровне микрорельефа, который устанавливается по фотографиям (на основе их фотограмметрической обработки).

Противодрейфовый промер нужно считать необходимым при выполнении самостоятельных фоторазрезов дна, когда каждая фотография поверхности дна должна быть точно привязана к профилю. Например, использо-

вание фоторазрезов, предваряющих работы по сбору проб осадков в 25-м рейсе, проводилось на станциях 2251 и 2252.

На ст. 2251 выполнен противодрейфовый промер курсом  $125^{\circ}$ , который длился 2 ч 15 мин. Затем судно вернулось в исходную точку промера и легло в дрейф для выполнения фоторазреза. Фотографии дна производились с интервалом в 5–10 мин с непрерывным эхолотным промером и точной привязкой фотографий дна к формам рельефа. Использовались также и возможности прицельного фотографирования, т. е. запланированного опускания камеры в небольшие ущелья, карманы, на уступы и др. Таким образом, выбор конкретных кадров проводится не вслепую и не по времени, как обычно, а на основании конкретного профиля дна, с тем чтобы охарактеризовать всю гамму фациальных обстановок. Дрейфовый фоторазрез на этой станции продолжался 3 ч 25 мин и проходил на глубинах от 3650 до 4030 м. После этого пленка была срочно проявлена, а судно тем временем вновь вышло в исходную точку разреза. Начался повторный дрейф по тому же разрезу, но уже с работами грунтовыми трубками и дночерпательями. На основе изучения профиля дна на разрезе, а также полученных фотографий в ходе этого дрейфа удалось прицельно избрать места для отбора проб шестью приборами (тремя трубками и тремя дночерпательями), дополняя фотографические изображения пробами осадков из тех же кадров (или поблизости от них).

На ст. 2252 выполнен на глубине 4560 м противодрейфовый промер (дрейф  $10^{\circ}$ , скорость 1,5 узла, промер курсом  $190^{\circ}$ ). Как и на предшествующей станции, после проведения противодрейфового промера, выполнен фоторазрез в дрейфе с прицельным (по рельефу дна) фотографированием (сделан 21 снимок). После этого судно вернулось в исходную точку промера и начало дрейфовый разрез с прицельным отбором по рельефу и наиболее интересным подводным фотографиям (проведено три спуска грунтовых трубок и один спуск дночерпателя).

Примером того, что работы противодрейфового промера оказываются очень эффективными не только в ущельях трансформных разломов, т. е. на отрицательных формах рельефа дна, но и при изучении подводных гор, могут быть исследования, выполненные на ст. 2255. Эта станция изучалась в районе подводной горы Богоявленского. Скорость дрейфа в этом районе оказалась 1,6 узла, а направление  $286^{\circ}$ . Гора поднимается до отметки 2290 м над дном со средней глубиной 4800–4900 м, т. е. высота ее превышает 2 км. Была избрана точка начала противодрейфового промера с таким расчетом, чтобы он проходил через вершину горы и охватывал оба ее склона. После выполнения противодрейфового промера судно вернулось в исходную точку и дрейфовало на протяжении 12 ч 30 мин, т. е. прошло в дрейфе 20 миль (37 км). За это время были прицельно отобраны пробы, привязанные к рельефу, в 12 точках (5 погружений трубок большого диаметра, 6 – среднего диаметра и одного дночерпателя). Удалось охарактеризовать сложное распределение осадков на крутых склонах горы с частотой отбора проб осадков по разрезу через 1,7 мили.

Эффективным методом прицельной геологии оказался и при исследованиях гигантского обрыва, завершающего с юга подводный хребет Брокен, а также при работах в глубоководном желобе (разломе) Оби.

Резкого увеличения эффективности геологических исследований в рей-

се удалось добиться не только путем внедрения работ с противодрейфовым маневром, но в особенности и их сочетанием с новой, разработанной в 8 и 14-м рейсах НИС "Дмитрий Менделеев", методикой одновременной работы с одного борта судна несколькими геологическими приборами. В разработке этой методики активно участвовал Ю.А. Богданов. Обычно при океанологических исследованиях во избежание возможных перехлестываний и запутывания тросов забортные работы проводят только с одним прибором. При этом другие лебедки не работают, задействованные на них приборы дожидаются своей очереди, и таким образом использование забортного времени оказывается очень слабым: работает только одна лебедка и за бортом находится один прибор при обычной возможности использования 3–10 лебедок, расположенных по бортам судна.

Эффективность использования забортного времени можно повысить в несколько раз, если проводить работу с одного борта в дрейфе сразу несколькими приборами, предупреждая возможность перепутывания тросов за бортом.

Такая методика была разработана постепенно, сформулированы основные ее принципы, которые позволяют добиться безаварийной работы. Достаточно сказать, что во время исследований в области трансформных разломов в 25-м рейсе при волнении и зыби от 4 до 6 баллов, т. е. в условиях погоды неблагоприятной для работы тяжелыми приборами, одновременные погружения приборов с 3–4 лебедок были выполнены на 125 станциях. При этом глубины дна достигали 6500 м. В ходе работ не произошло ни одного случая перепутывания приборов или перепиливания тросов при их перехлестывании на глубине.

Всего в ходе рейса было выполнено более 600 спусков геологических приборов (трубки, дночерпатели, реже тралы) одновременно с 3–4 лебедками. Это дало возможность резко поднять эффективность работ, максимально уплотнить забортное время и в конечном счете – результативность исследований.

Еще раньше, в 8-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев", нами была отработана методика геологических триад и тетрад. За время, отпущенное для работы одним прибором, удавалось получить 3–4 пробы разными приборами. Смысл работы таким методом не только в том, чтобы сэкономить время забортных работ, но и получить пробы, т. е. в условиях дрейфа в одной точке. Так, дночерпатель обеспечивает получение только верхнего ненарушенного слоя осадка, ударная трубка большого диаметра – получение небольшой колонки с частично нарушенным верхним слоем, а поршневая трубка – получение длинной колонки, но обычно без верхнего слоя осадков.

В ходе разработки методики геологических триад и тетрад во время 8-го рейса было проведено 279 спусков геологических приборов на океанские глубины на 121 станции, т. е. на каждой станции проводилось за рейс 2–3 погружения разных геологических приборов (а не одно, как это практикуется). Обычно первым опускается дночерпатель, обладающий наибольшей парусностью, а через 5 мин после него, когда он относится дрейфом на безопасное расстояние от борта, опускалась более легкая трубка большого диаметра, а затем тяжелая поршневая трубка. Если спуск дночерпателя оказался неудачным, без взятия пробы, то во время подъема и

разборки тяжелой трубы можно было успеть без дополнительных затрат забортного времени получить еще одну дночерпательную пробу.

Одновременная работа несколькими приборами пока применяется только в экспедициях Института океанологии. Для более эффективного использования всех приборов необходимо соблюдение нескольких общих принципов.

1. Различные приборы имеют разное отклонение по вертикали при работе на станциях в дрейфе. Ближе всего к вертикали располагаются тяжелые трубы, дальше — дночерпатели и тралы, имеющие значительную парусность (особенно тралы). Поэтому возможен их одновременный спуск с автоматическим разведением приборов и тралов в толще вод от вертикали в соответствии с их парусностью (ближе всего к вертикали — трубка, дальше — дночерпатель, еще дальше — трал).

2. Начало погружения разных приборов не должно быть одновременным, поскольку при этом линии их погружения могут пересечься. Первыми опускаются приборы с наибольшим отклонением от вертикали (большая парусность), последними — грунтовые трубы, которые располагаются почти по вертикали. Реальные траектории движения разных приборов удается проследить с применением пингеров. Обычно, судя по данным наблюдений, достаточно смещения времени начала спуска приборов на 5–10 мин.

3. Траектория движения одного и того же прибора при его спуске и подъеме оказывается разной. Это обстоятельство также широко используется нами для одновременной работы несколькими приборами, сходными по отклонениям от вертикали (парусность), например, при одновременной работе тремя грунтовыми трубками с трех лебедок. Ближе всего к вертикали располагается тяжелая (около 3 т) поршневая трубка, которая погружается с траловой лебедки. За ней следует трубка большого диаметра в режиме подъема, далее та же трубка, но уже в режиме погружения, когда натяжение троса значительно меньше, и, наконец, трубка малого диаметра при подъеме и та же трубка в режиме погружения. При подъеме на большой скорости к весу трубы и троса прибавляется еще и буксировочное сопротивление, как бы увеличивающее вес, приборы и тросы располагаются ближе к вертикали. При погружении буксировочное сопротивление троса и трубы приводит как бы к снижению веса, а следовательно, к увеличению угла наклона троса. Отсюда правило: работа одинаковыми приборами одновременно также возможна и безопасна, но только в тех случаях, когда один из них находится в режиме спуска, а другой — в режиме подъема.

4. Логика одновременной работы несколькими приборами проста — их нужно располагать как бы в несколько слоев по наклонным лучам от борта, руководствуясь тем правилом, что приборы, располагающиеся дальше от вертикали, должны опускаться первыми.

5. Чем меньше глубина моря в районе работ, тем больше лебедок может подключаться для одновременной работы. Например, при исследованиях в Балтийском море в рейсе 26-А НИС "Академик Курчатов" работы одновременно велись с 10–12 лебедок, причем (в условиях слабого дрейфа) с правого и левого бортов одновременно. Редкие случаи потери приборов с лихвой компенсируются экономией средств за счет сокращения времени забортных работ, простоя судна на станциях. Эта экономия обычно многократно превосходит возможный убыток от потери отдельных приборов.

6. Одновременная работа с нескольких лебедок требует четкой организации исследований на станции, что возможно при выделении опытного дежурного, соблюдающего расписание работ, фиксирующего время и все конкретные особенности работы. Обучение операторов на лебедках и дежурных ведется постепенно — от простых условий погоды и рельефа дна к все более сложным.

О высокой производительности работ с противодрейфовым маневром с одновременным использованием 3—4 лебедок говорит то, что в 25-м рейсе удалось за 10 суток исследований (с 5 по 15 сентября) выполнить 125 геологических станций, т. е. по 12—13 геологических станций в сутки. Работы выполнялись на зыби около 5 баллов при ветре до 10—12 м/с на глубинах 4—5 тыс. м.

Еще одно усовершенствование было сделано в конце рейса, когда запасы воды и топлива почти выработались и судно оказалось мелко сидящим. Это привело к тому, что под днище судна при движении в условиях постоянного волнения и зыби попадало много воздушных пузырьков. Стало невозможно делать эхолотный промер при движении против ветра, т. е. проводить противодрейфовый промер. Тогда было принято решение вести промер в направлении ветра и волны, что резко улучшало качество записи, но при этом приходилось вновь переходить в точку начала дрейфа. Именно таким "обратным методом" проводились работы с противодрейфовым промером в условиях тяжелой волны и зыби в разломе Мария Целеста.

В зонах щелей трансформных разломов в 25-м рейсе было выполнено 12 дрейфовых разрезов по 10—15 станций на разрезе. Пробы на этих разрезах отбирались прицельно с применением наиболее рациональных приборов при одновременной работе с нескольких лебедок. Без новой методики забортных работ такие исследования были бы невозможны.

### Метод эдафогенных реконструкций

Большие возможности, которые открыл метод прицельного отбора проб на склонах щелей трансформных разломов, послужили толчком для разработки в рейсе еще одного нового приема — методы эдафогенных реконструкций. Эдафогенными минералами, как отмечено выше, В.П. Петелин назвал продукты разрушения твердых пород дна, которые возникают в местах обнажения пород на дне в активных разломах и в осипях на склонах, при подводном выветривании или размыте.

Часть обломочного материала при этом остается на месте, создавая подводный элювий, однако на большинстве круtyх склонов более широким развитием пользуется перемещенный с верхних участков склона вниз подводный делювий, а у основания склонов — подводный пролювий. Движение воды у дна, как правило, недостаточно для того, чтобы переместить глыбы, щебень и дресву на сколько-нибудь значительные расстояния. Этот материал лежит не на поверхности отложений, а скрыт в их толще, т. е. возникает скрытаяrossынь каменного материала. Чаще всего каменный материал при возникновении подводных селей перемешивается с тонкодисперсным, а иногда, например с образованием градационных текстур (при деятельности турбидитов), становится рассортированным.

При разрушении исходных пород, а также в ходе перемещения облом-

ков, в особенности под действием частых сейсмических толчков, в ущельях разломов происходят обвалы, осыпи, измельчение части обломков (тектоническое дробление), их постепенный износ с образованием зерен песчано-алевритовой и пелитовой размерностей. Эти процессы особенно хорошо можно наблюдать из подводных аппаратов в рифтовых долинах срединных хребтов. Каменные осыпи здесь поражают своей свежестью: они не только не затянуты тонкодисперсными осадками, но и не имеют на поверхности даже тонкого наилка или следов обрастания бентическими организмами. Кажется, что обломки появились совсем недавно, хотя по геологическим признакам осыпи появились очень давно. Очевидно, они постоянно освежаются небольшими подвижками.

Нет никаких доказательств того, что в ходе переноса происходит разделение материала с образованием глубинных россыпей, т. е. исходные соотношения минералов в рыхлом материале осыпей сохраняются, что очень важно для реконструкций исходных коренных пород.

Все эти обстоятельства облегчают использование обломочного материала склонов для целей реконструкции коренных пород, залегающих выше по склону.

Гравитационная сила позволяет обломочному эдафогенному материалу перемещаться только вниз по склону, иногда косо по отношению к склону, но никогда обломочный материал не может перемещаться вверх по склону. Таким образом, проводя опробование склона сверху вниз, можно определить уровни, с которых в эдафогенном материале отмечается появление новых комплексов пород и минералов: они отвечают уровням появления этих пород в разрезе в коренных обнажениях склона. Внимательное изучение проб из трубок и дночерпателей на разрезах от верхних частей склонов ущелья разлома к основанию позволяет закартировать с достаточной точностью геологическое строение склонов. В случае обнажения на склоне сульфидов удается не только обнаружить этот выход, но и определить его гипсометрический уровень, ориентировочную мощность, протяженность в обнажении. При дальнейших исследованиях именно в этой части разреза должны быть оперативно сконцентрированы последующие более детальные работы: подводное фотографирование выходов, работы буксируемыми аппаратами и детальные исследования при погружениях обитаемого подводного аппарата с картированием и отбором проб из обнажений с помощью манипулятора подводного аппарата.

В какой-то мере метод эдафогенных реконструкций напоминает метод шлихового опробования речных систем и долин, который нередко используется в геологии суши для поисков выходов рудных тел в коренном залегании. Шлиховой материал может перемещаться только вниз по склону и вниз по течению рек по отношению к коренному выходу рудного тела.

Сущность данного метода состоит в том, чтобы по ореолам рассеяния минералов и обломков пород найти их выходы на склоне ущелья разлома или склоне подводной горы и в конечном счете реконструировать геологический разрез склона в целом. Для этой работы необходим точечный, прицельный отбор проб, т. е. успешное применение метода возможно только при использовании приемов прицельной геологии.

Используя возможность прицельного отбора проб из всех "карманов" на склоне и со дна ущелий, а также вырубания коренных пород на скло-

нах и в обнажениях дна тяжелыми трубками большого диаметра, можно получить представление о составе эдафогенного материала на разных гипсометрических уровнях склона. Учитывая преобладание гравитационных перемещений в движении этого обломочного материала, можно представить себе, что по составу он отвечает коренным породам вышележащей части склона. Детальный анализ рыхлого материала, собранного на разных гипсометрических уровнях склона, дает возможность судить о составе и распространении исходных коренных пород на вышележащих участках склона. В случае выходов сульфидов или других образований, связанных с гидротермами, они будут обнаружены в осыпях склона.

Совершенно очевидно, что такого рода исследование можно провести только в том случае, когда каждая проба будет отобрана прицельно, т. е. с точной привязкой к конкретному участку склона. Это может быть достигнуто только при работе по методу прицельной геологии тяжелыми трубками, которые обеспечивают наибольшую точность попадания. Опыт предшествующих экспедиций показал, что тяжелые трубы при больших скоростях погружения позволяют получить не только рыхлый материал, но нередко вырубают и куски пиллоу-лавы или откалывают обломки базальта со склона, т. е. могут приносить не только эдафогенный материал, но и исходные коренные породы. Была разработана специальная трубка-долото для отбора коренных пород [Лисицын, 1966]. Это короткая трубка большого веса с очень прочным наконечником и с лепестковой вставкой, а также полистиленовым чулком, которые задерживают обломки. В 25-м рейсе мы использовали для этих целей унифицированные ударные трубы большого диаметра (127 мм). Трубками удается получать точечные пробы (в отличие от драг и тралов, которые дают интегральный материал, не привязанный к конкретным обнажениям пород). При работе тяжелыми трубками на склоне необходимо иметь достаточный запас наконечников из твердой стали, лепестковых вкладышей и полистиленовых чулков, поскольку при ударе о скальные породы наконечники часто деформируются. Полученный обломочный и каменный материал при работе по такой методике оказывается точно привязанным не только к конкретным формам рельефа, к отдельным выходам пород, но также и по возрасту (нередко обломочный материал оказывается сосредоточенным в средних или нижних частях колонок, т. е. отвечает условиям геологического прошлого, а не современным). Нередко высказываются возражения против применения грунтовых трубок, поскольку они обычно приносят лишь небольшое количество каменного и эдафогенного материала по сравнению с тралами. Трубками только в редких случаях удается получить крупные обломки, поскольку их размер ограничен внутренним диаметром трубы. Однако при рациональном использовании микроскопической техники, при изучении шлифов из мелких обломков пород и эдафогенного материала из трубок этого количества обычно с избытком хватает. В необходимых случаях вместо трубы опускается дночерпатель, имеющий большую поверхность захвата. Так как мелкий материал в разломах распространен шире, чем крупный, то использование трубок или дночерпателей дает большие преимущества по сравнению с драгами. Трубы и дночерпатели захватывают не только крупные обломки, но также и средние и в особенности мелкие, изучение которых дает больше для реконструк-

ций, чем анализ только крупных обломков. Тем более, что крупный по гранулометрическому составу материал меньше распространен в разломах, чем мелкий, и обычно крупные глыбы, как правило, сгружаются ближе к местам зарождения, нежели тонкие песчаные, алевритовые и особенно пелитовые зерна.

При работе по методу эдафогенных реконструкций получают точечную, а не интегральную пробу эдафогенного материала из подводных обнажений на склонах ущелий, а затем детально изучают ее под микроскопом в шлифах и прозрачных препаратах — отмывках, мазках, по отдельным фракциям или без разделения.

Для изучения обломков размером несколько миллиметров и крупнее после их просмотра под бинокуляром обычно изготавливают на борту судна прозрачные шлифы с последующим анализом. Широко распространены в осыпях тонкие гравийные обломки пород, имеющие размеры менее 5 мм. Это особенно важная часть обломочного материала, получаемого со склонов трубками, поскольку здесь самые тонкие из обломков исходных горных пород, которые не разделены на отдельные зерна минералов, как большая часть зерен песчано-алевритовой фракции. Таким образом, при анализе гравийных зерен удается изучать горные породы, а не составляющие их минералы в зернах, что повышает надежность реконструкций.

Для изучения мелких гравийных зерен изготавливают прозрачные препараты — шлифы, каждый из которых содержит по несколько десятков отдельных гравийных частиц. Именно гравийный материал, который обычно выпадает из сферы внимания исследователя при изучении крупного каменного материала при анализе проб из драг и тралов, при работе грунтовыми трубками и дночерпательями в областях развития эдафогенного материала, становится основным. Кроме возможности реконструкции состава пород, лежащих на склоне, анализ именно этой фракции открывает возможности для генетической интерпретации и более мелкого материала — отдельных минеральных зерен, на которое распадаются гравийные обломки при еще более тонком их измельчении.

Перенос центра тяжести исследований с макроскопического уровня и визуального петрографического определения на уровень микроскопический с анализом пород в шлифах повышает надежность определений пород и реконструкций в целом, но, естественно, работа становится более трудоемкой и требует быстрого изготовления большого количества шлифов на борту судна немедленно после получения проб.

Очень важно, чтобы работа была оперативной, т. е. исследования должны быть завершены до ухода судна из района исследования, что позволяет получить повторные или дополнительные пробы.

Метод эдафогенных реконструкций предусматривает изучение не только обломков дресвяно-щебнистых фракций и более крупных (до 127 мм в трубках), которые оказываются в пробах, но также и более тонких песчано-алевритовых, а в некоторых случаях и пелитовых фракций эдафогенного материала. Уже отмечалось, что ореолы рассеяния более тонких минеральных зерен намного шире, чем крупных обломков. Поэтому самые тонкие частицы маркируют выходы определенных пород на склонах на максимальных площадях; по мере увеличения крупности зерен и частиц площади ореолов рассеяния в общем случае уменьшаются.

Изучение тонких фракций одновременно с крупными имеет, таким образом, поисковое значение, а кроме того, позволяет выяснить много дополнительных особенностей, касающихся минерального состава, стойкости отдельных минералов в условиях морской воды. Последнее особенно важно при поисках выходов сульфидов на склоне, которые обычно дают целую гамму вторичных минералов.

Изучение минералов тонких фракций начинается обычно с просмотра под микроскопом прозрачных препаратов осадка без его разделения на отдельные фракции (в "мазках"), а затем с разделением на отдельные фракции.

Для выделения песчаных и алевритовых фракций обычно применяют метод мокрого просеивания: с использованием сит и мельничного газа. Промывку ведут под струей забортной воды. Полученные фракции просматриваются под бинокулярным микроскопом. Часто они бывают засорены биогенным карбонатным материалом, который может быть удален обработкой фракций соляной кислотой. Для песчано-алевритовых фракций нередко используют шлиховый метод с выделением электромагнитных и магнитных фракций, а также с разделением тяжелыми жидкостями.

Для алевритового материала наиболее обычен просмотр в иммерсионных препаратах после предварительного разделения фракций тяжелыми жидкостями. Для уточнения данных на современных судах нередко используют и рентгеновские методы анализа, особенно важные для изучения пелитового материала.

Пелитовый материал не только имеет наибольший ореол рассеяния, но в ряде случаев оказывается очень важным индикатором выходов гидротерм и рудных скоплений, связанных с гидротермальной активностью. В таких случаях отмечается появление аутигенного нонтронита, а в ряде случаев также барита, серы, сульфидов и ряда других минералов, которые не прослеживаются в более крупных фракциях даже при микроскопическом их изучении.

По предложенному методу необходимо детальное микроскопическое изучение всех фракций материала, которые как бы дополняют друг друга. Крупные глыбы и гравийные зерна по составу характеризуют исходную породу в целом, более тонкие частицы (песчаные и более мелкие) отвечают отдельным зернам, а также и продуктам их выветривания. При комплексном изучении обломков — отмылок — алевритовой и пелитовой фракции (шлифы, шлиховой метод, иммерсия и рентгеновские методы) удается обычно надежно восстановить комплекс пород склона. При рассмотрении серии проб, полученных на разрезе вниз по склону от наиболее приподнятых участков к нижним его частям, набор пород и минералов увеличивается, так как растет мощность разреза океанской коры. В верхних частях склона присутствуют минералы и породы, соответствующие обычно слоям 2А–2Б океанской коры, нередко с сульфидами. По мере движения вниз по склону к ним добавляются породы-минералы, отвечающие нижележащим частям разреза (породы третьего слоя, а иногда и мантии (рис. 3)). Наиболее разнообразный комплекс пород и минералов бывает, естественно, у основания склона на всем его протяжении. Это как бы интегральная проба всего склона, для интерпретации которой необходимо серия проб

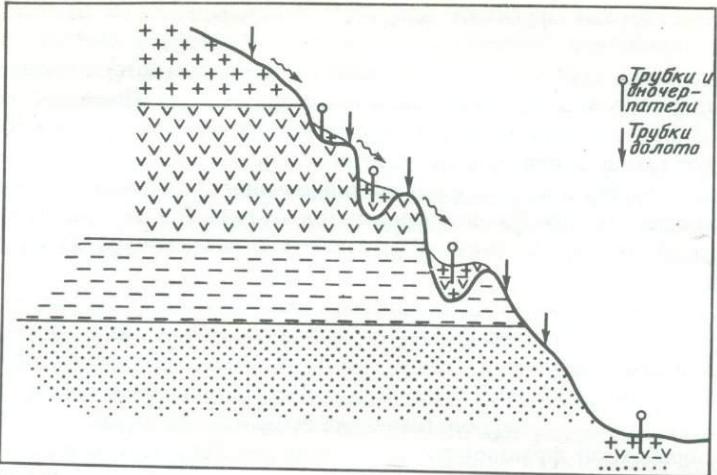


Рис. 3. Принципы определения геологического строения склона методом эдафогеновых реконструкций

Разными знаками показаны слои (породы) разного состава. Прицельный отбор проб со склонов, лишенных осадков (коренных пород) иложений осыпей (в карманах, установленных эхолотированием или НСП). Фигурные стрелки — направление сползания осыпей

из обнажений, располагающихся на разных гипсометрических уровнях.

Поскольку склоны подводных ущелий — трансформных разломов существуют многие миллионы лет и представляют собой области высокой сейсмической активности, то даже при медленных темпах денудации на них развиты значительные скопления эдафогенного материала.

Если исследования по методу эдафогенных реконструкций проводятся не на отдельном разрезе через ущелье, а на серии таких разрезов, как в 25-м рейсе, то удается построить на основе реконструкций по отдельным разрезам геологическую карту одного из склонов или ущелья разлома в целом. Попытка построения первой такой карты была предпринята по материалам рейса для южного обрывистого склона хребта Брокен [Кузьмин и др., 1984].

В ходе 25-го рейса, сочетая методы прицельной геологии и эдафогенных реконструкций удалось впервые построить геологические карты разломов Вима и Арго в масштабе 1 : 25 000. В разломе Вима при исследовании была оконтурена область современной низкотемпературной (ниже 30°С) гидротермальной деятельности. На северо-западном склоне ущелья обнаружена и закартирована огромная прорезия гипербазитового склона. При картировании разлома Вима были использованы данные 38 проб, полученных трубками и дночерпательями, которые были отобраны прицельно и далее изучены методом эдафогенных реконструкций.

При картировании ущелья разлома Арго удалось установить взаимоотношения между базальтовыми и ультраосновными породами в склонах ущелья, а также закартировать выходы железистого монтмориллонита, связанного с гидротермальной деятельностью (ст. 2155), поднять на ст. 2152 куски плотной породы зеленоватого цвета с охристыми и бурыми включениями, сходной с породами из впадины Хесса на Восточно-Тихоокеан-

ском поднятии [Лисицын и др., 1976]. Эти породы связаны с гидротермальной переработкой осадочных отложений.

Далее результаты этих исследований будут рассмотрены детально, здесь же важно отметить, что разработанные в рейсе методы прицельной геологии и эдафогенных реконструкций позволили не только прицельно получить пробы из узких ущелий с крутыми склонами, не прикрытыми осадками, но составить геологические карты и разрезы этих ущелий, провести поиски обнажений с выходами гидротерм на склонах и на дне ущелий.

Разработанная и широко использовавшаяся в рейсе новая организация работ и новые методы исследований оказались достаточно эффективными для решения задач изучения ущелий трансформных разломов, поисков областей гидротермальной деятельности и выходов рудных тел на склонах и на дне ущелий. Сходные задачи стоят и при изучении рифтовых срединных хребтов океанов. Поэтому предложенная этапность исследований с детальными исследованиями геофизических, геохимических и литологических полей и аномалий с постепенным сгущением сетки станций и галсов вокруг выявляющихся в ходе работ перспективных участков оказывается очень целесообразной как при изучении трансформных разломов, так и при работах в рифтовых зонах срединных хребтов. Очень большие возможности открывает также и метод прицельной геологии с отбором проб из объектов небольшой протяженности, к каким относятся обычно сооружения гидротерм, сульфидные тела или подводные гидротермальные холмы в рифтовых зонах.

Применение этих методов дает возможность намного повысить эффективность работы подводных аппаратов, сконцентрировать их на небольших по протяженности, ключевых по значению участках ущелий и рифтов. Эти методы поэтому могут быть рекомендованы для широкого внедрения в практику геологических исследований в океане.

Работы в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев", кроме научных, дали также и важные материалы для научно-методического направления исследований в таких трудных для геологических работ районах, как ущелья трансформных разломов, рифтовые долины срединных хребтов, крутые склоны подводных гор. Новая методика с успехом может быть использована и для исследования континентального склона. Таким образом, предложенная методика значительно расширяет возможности геологических работ в сложнейших по строению частях дна Мирового океана, изучение которых долгие годы тормозилось именно методическими трудностями.

## ЧАСТЬ II

# ТЕКТОНИКА И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

### Г л а в а 1

#### ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ

Два открытия, относящиеся к рельефу океанского дна, послужили в начале 60-х годов нашего века основой для революции в науках о Земле. К первому из них относится выявление системы срединно-океанских хребтов протяженностью около 60 тыс. км, той системы, в которой, как выяснилось, происходит образование новой океанской коры и идет процесс раздвижения или спрединга океанского дна. Второе открытие заключалось в обнаружении грандиозных глубинных ущелий, пересекающих срединно-океанские хребты. Эти ущелья сразу были интерпретированы как зоны разломов. Протяженность многих разломов измеряется сотнями и тысячами километров.

Поперечные разломы смещают оси срединно-океанских хребтов. Величина смещения может быть значительной, от нескольких до многих сотен километров. Такое видимое смещение неизбежно вело поначалу к той трактовке поперечных разломов, что они представляют собой более поздние сдвиги. История океанов становилась при такой трактовке разбитой на стадии, в более раннюю из которых были созданы хребты, а затем в более позднюю стадию хребты были пересечены молодой системой сдвигов. Отголоски такой трактовки в несколько модифицированном виде встречается до сих пор. Вместе с тем сразу после открытия поперечных разломов были установлены две их особенности. Во-первых, разломы полностью заключены внутри океанов и нигде не выходят на континенты, хотя зачастую подходят вплотную к континентальным окраинам. Во-вторых, активность разломов резко падает при переходе от оси к флангам хребтов; более того, сейсмичность, современная деформация свойственны, как выяснилось, лишь сравнительно небольшим сегментам разломных ущелий, которые находятся между смещенными отрезками осевых зон срединных хребтов. Эти две особенности никак не согласовывались с представлением о поперечных разломах как в системе более поздних сдвигов.

В 1965 г. Т. Вильсон [Wilson, 1965] предложил принципиально другую интерпретацию поперечных разломов, связав их образование с появившимися к тому времени предположением о раздвижении океанского дна в сторону от оси срединно-океанских хребтов. Интерпретация Т. Вильсона и ее сравнение со сдвиговой картиной показаны на рис. 4. Океанское дно разбито осью срединного хребта на две части, принадлежащие двум литосферным плитам. Эти плиты отодвигаются от оси хребта в разные стороны. Ось хребта ориентирована перпендикулярно направлению раздвижения, а поперечные разломы — параллельно раздвижению, т.е. сама граница между

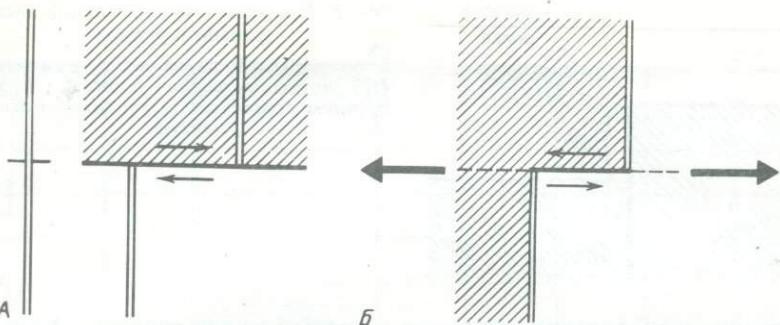


Рис. 4. Сдвиговая (A) и трансформная (B) по Вильсону интерпретация поперечных разломов

*A* – двойная линия – положение от спрединга до сдвига и после сдвига. Заштрихован блок, смещенный относительно другого блока. Тонкие стрелки – относительное движение блоков. *B* – толстые стрелки показывают движение плит относительно оси спрединга. Толстая линия отвечает активному отрезку разлома, пунктир – пассивному отрезку

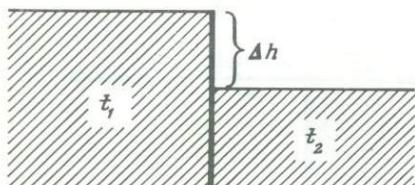
плитами имеет коленчатый рисунок. Движение вдоль разломов в соответствии с этим происходит только на участке между смещенными отрезками оси хребта, а сами разломы постепенно наращиваются по мере раздвижения плит. Следовательно, смещение отрезков хребта является, по существу, подвижным: система хребет–разлом действует практически изначально со временем заложения данной зоны раздвижения литосферных плит. Отсюда вытекает, что разломы не должны выходить за пределы океанов и продолжаться на континенты.

Т. Вильсон предложил называть такие разломы трансформными, имея в виду, что вдоль них раздвижение плит с одного отрезка хребта переносится на другой. В нарушениях подобного типа сдвиговое смещение по разлому должно быть противоположным, как показано на рис. 3. Подтверждение этой гипотезы Вильсона было получено позже при изучении механизмов очагов землетрясений, приуроченных к разломам.

Трансформные разломы, таким образом, представляют следы перемещения литосферных плит. В каждом океане они образуют системы из параллельных линий, следующих на земной сфере вдоль дуг малых окружностей, концентрически вписанных друг в друга. Измеряя ориентировку трансформных разломов можно, следовательно, определить положение на земной сфере центра этих окружностей. Нетрудно видеть, что центр будет отвечать полюсу вращения плит, которые разделены данной системой трансформных разломов. Это свойство используется в настоящее время для расчета параметров движения литосферных плит.

Не менее важно изучение разломов потому, что они сопровождаются глубокими ущельями с крутыми или отвесными бортами высотой до 5 км, в которых отражается полный разрез океанской коры, а местами и верхней мантии, во всех остальных местах скрытый от наблюдателя. Поэтому данные по опробованию стенок разломных ущелий представляют первостепенный интерес для понимания строения и эволюции океанской земной коры.

Они могут также служить проводниками как поступления морской воды вниз, ее нагрева, так и обратного вывода воды на поверхность дна в виде гидротерм.



Блок коры с более молодым возрастом ( $t_1$ ) возвышается над блоком с более древним возрастом ( $t_2$ );  $\Delta h$  – высота уступа

Строение трансформных разломов в целом хорошо известно. Характеристика разломов дается во многих публикациях [Геофизика океана, т. I, 1979; Ушаков и др., 1979; Коган и др., 1985; Дубинин, 1979; Menard, Chase, 1970; Bonatti, 1976, 1977].

Ниже мы рассмотрим несколько положений этих авторов, касающихся в основном геологии трансформных разломов и условий для их возникновения, а также приведем представления о строении разломов, отличные от идеальной схемы.

Идеальный трансформный разлом [Ушаков и др., 1979] – это такой разлом, вдоль которого происходит простое скольжение двух литосферных плит строго вдоль направления их относительного перемещения. Таких разломов достаточно много, например разломы Атлантический и Кейн в Атлантическом океане, разломы Баллени и Тасман в Индийском океане, разлом Тамайо в Тихом океане и др.

Любой разлом по простиранию состоит из трех сегментов: активного, в осевой полосе хребта, и двух пассивных, на его флангах. В поперечном сечении идеальный разлом теоретически должен иметь форму вертикального уступа, высота которого определяется разницей в возрасте соприкасающихся по разлому участков океанской коры (рис. 5). Глубина ложа океана ( $h$ ) пропорциональна корню квадратному из ее возраста ( $t$ ):  $h = k\sqrt{t}$  [Slater et al., 1971; Сорохтин, 1973]. Поскольку вдоль трансформных разломов всегда (кроме одной точки, находящейся строго на середине активного сегмента разлома) контактирует разновозрастная океанская кора, то превышение  $\Delta h$  более молодого участка с возрастом  $t_1$  над более древним с возрастом  $t_2$  будет равно  $\Delta h = k(\sqrt{t_1} - \sqrt{t_2})$ . С течением времени эта разница будет уменьшаться и высота уступа также должна уменьшаться. Если рассматривать самый экстремальный случай, когда ось спрединга граничит по разлому с участком коры с возрастом, скажем, 36 млн лет, т.е. когда  $t_1 = 0$ , а  $t_2 = 36$  млн лет, то при  $k = 0,35$ , высота уступа должна составить 2,1 км. Обычно разница в возрасте бывает меньше, и, следовательно, цифра в 2 км близка к максимально возможной. В самом общем виде, если рассматривать участки коры, лежащие на расстояниях в десятки километров от разлома, действительно, обнаруживается превышение одного крыла разлома над другим в соответствии с указанной зависимостью. Но практически никогда рельеф самого разлома не является простым уступом. Следовательно, существует постоянное отклонение от идеальной схемы.

Разломы в рельефе выражены, как правило, глубокими ущельями, а их борта большей частью сопровождаются приразломными хребтами. Дно

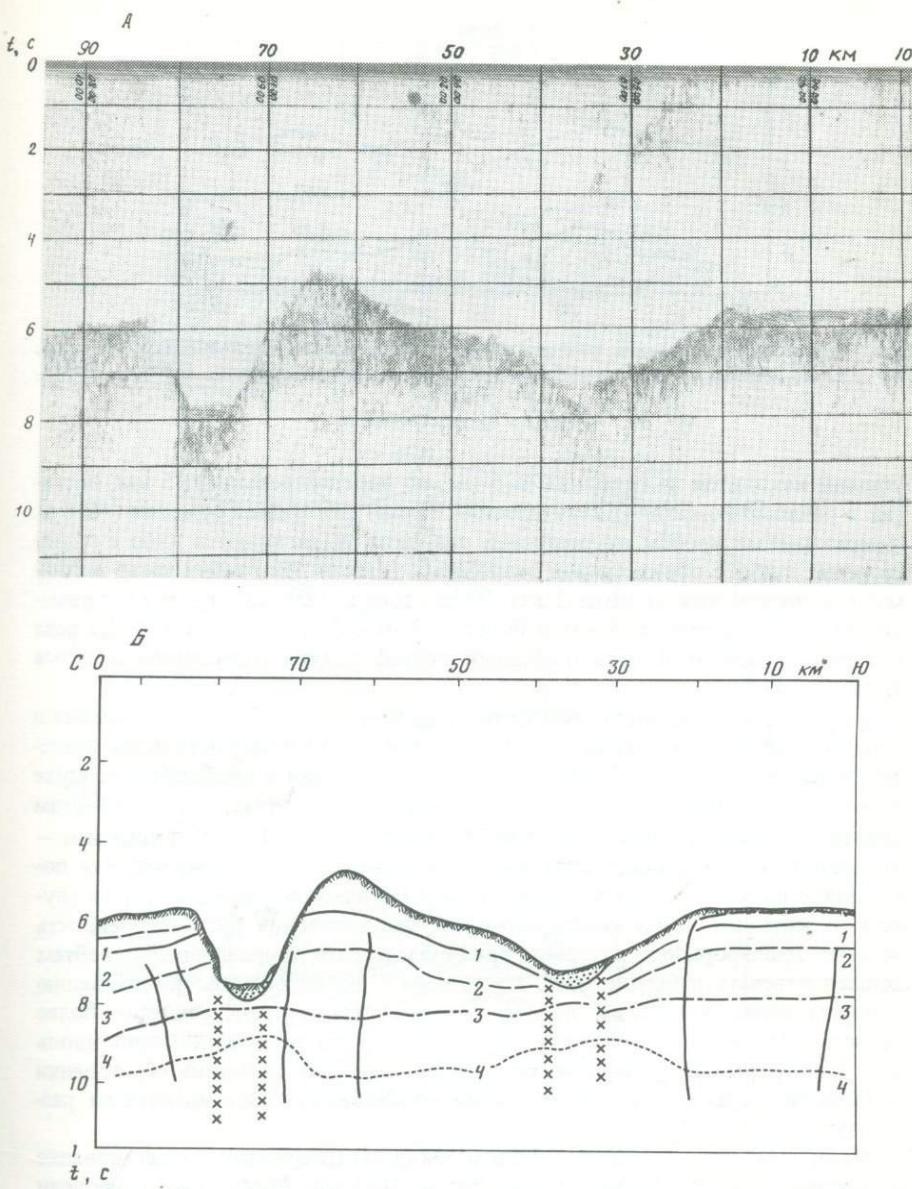


Рис. 6. Разрез ГСП-МОВ через разлом Атлантического океана

Положение разреза показано под № 3 в кружке на рис. 8, Б  
 А – первичная запись; Б – интерпретация: 1, 2, 3, 4 – границы слоев океанской коры;  
 4 – отвечает границе Мохо; 3 – подошва второго слоя

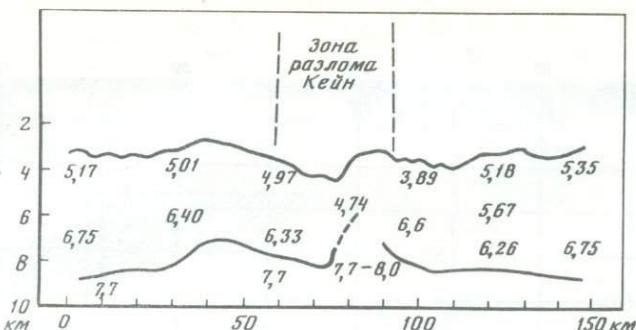


Рис. 7. Глубинное строение разлома Кейн в Атлантическом океане ( $23^{\circ}30'$  с.ш.,  $44^{\circ}$  з.д.) по данным профилирования методом преломленных волн [Detrick, Purdy, 1980]

Цифры – скорости, км/с

ущелий находится на глубинах 4–5 км, но иногда превышает 5 км, достигая в разломе Романш (Атлантический океан) рекордной отметки 7856 м. Приразломные хребты прерывистой цепочкой вытягиваются либо с одной стороны, либо с обеих сторон разломных ущелий. Их гребни часто поднимаются до отметок меньше 1 км. Из-за этого создаются огромные превышения, достигающие 4–5 км и больше. Этот размах рельефа в 2–2,5 раза превышает расчетный максимальный рельеф уступа идеального разлома (рис. 6, а, б).

Вместе с тем значительная часть разломов находится в изостатически уравновешанном состоянии, о чем свидетельствуют измерения силы тяжести [Ушаков и др., 1979]. Гравитационные аномалии в свободном воздухе повторяют рельеф трансформных разломов, т.е. приразломным хребтам отвечают положительные аномалии, величиной 50–100 мгал, а ущельям – отрицательные аномалии величиной до 80 мгал, но эти аномалии, как показывают расчеты, обусловлены рельефом (за исключением некоторых случаев, о которых будет сказано ниже). Изостатическая уравновешенность рельефа трансформных разломов предполагает, что приразломным хребтам должен отвечать избыток масс, а ущельям – их недостаток по сравнению с нормальным океанским ложем. Данный вывод представляется более важным, так как он свидетельствует о том, что непосредственно вдоль зон трансформных разломов возникают большие аномалии в строении океанской коры и что эти аномалии свойственны даже идеальным разломам.

Материалы сейсмического зондирования подтверждают существование аномалий. Так, Р. Детрик и Дж. Парди [Detrick, Purdy, 1980] провели детальное исследование методом преломленных волн разлома Кейн (в Атлантическом океане), который, как мы говорили, может быть причислен к идеальным. Они обнаружили, что в узкой зоне разлома, шириной не более 50 км, происходит сокращение мощности коры с 5 до 2–3 км (рис. 7). Наиболее существенно, что в мощности уменьшается главным образом второй слой океанской коры, сложенный базальтами: лавами и дайками. Несколько уменьшаются и скорости прохождения продольных волн с 5 до

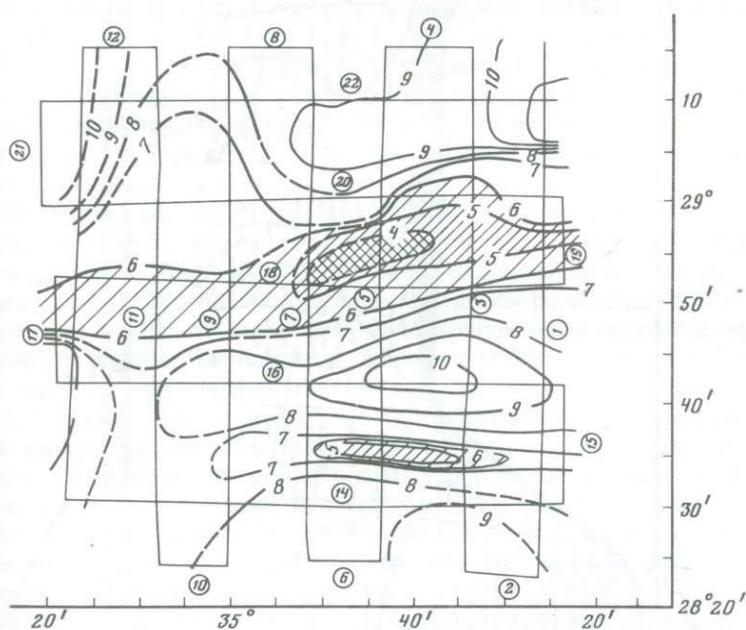
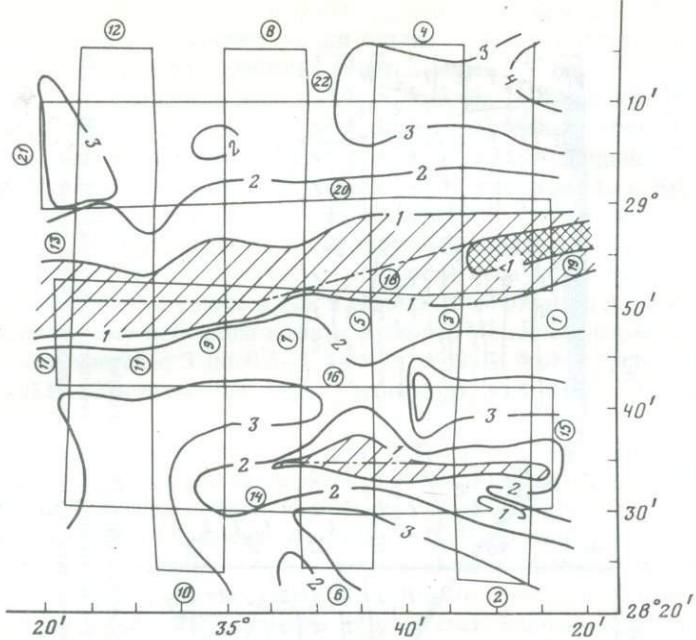


Рис. 8. Карты суммарной мощности первого и второго слоев (*A*) и мощности земной коры (*B*) в зоне разлома Атлантикс в Атлантическом океане

Составлены по результатам работ ГСП-МОВ. Изопахиты проведены через 1 км. Заштрихованы участки сильного утонения или выклинивания слоя. Тонкими линиями показаны галсы судна, цифры в кружках — номера разрезов

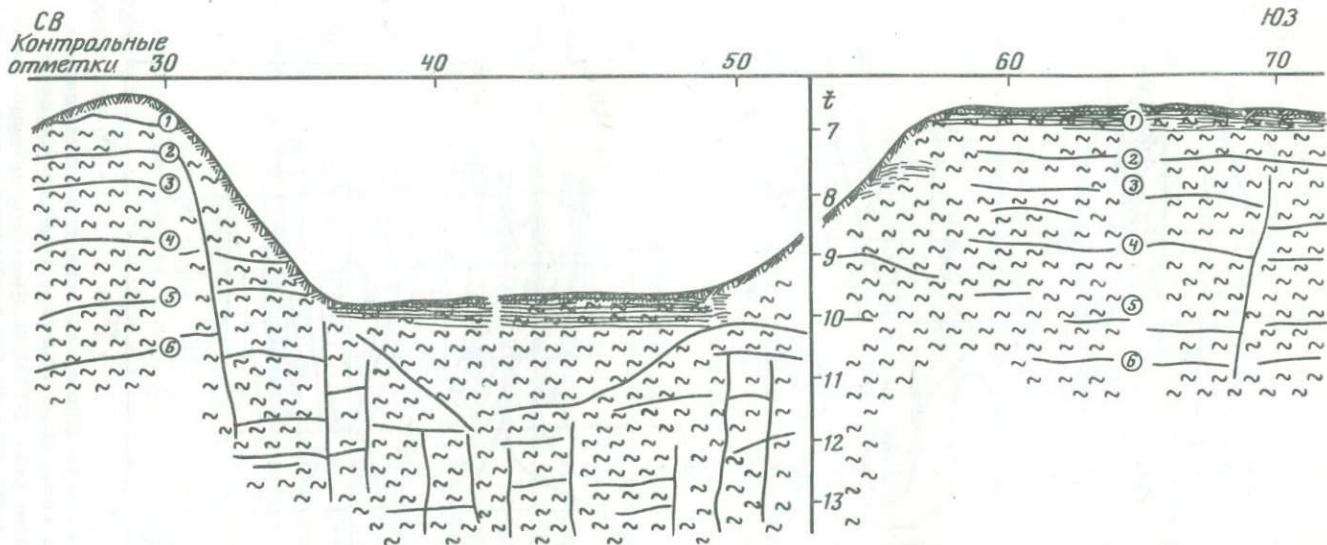


Рис. 9. Разрез ГСП-МОВ через Императорский разлом в Тихом океане

Цифры в кружках — номера отражающих сейсмических горизонтов. Горизонт примерно отвечает поверхности Мохо. Первый горизонт — подошва осадков. Хорошо видно выклинивание сейсмических слоев при приближении к разлому

4,7 км. Толщина третьего слоя (габбро и расслоенный комплекс) и сейсмические скорости в нем практически остаются неизменными. Также не меняется скоростная характеристика подстилающей мантии.

Л.И. Коган, Л.П. Зоненшайн и О.Г. Сорохтин [1985] проанализировали материалы глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн разлома Атлантичес (Атлантический океан) и пришли к тому же выводу. Первый и второй слои океанской коры, подходя к разлому, выклиниваются и на поверхность дна практически подступает третий слой (см. рис. 6). На построенных этими авторами картах суммарной мощности первого и второго слоев коры и мощности всей коры (рис. 8) хорошо видно сокращение мощностей как в главной зоне разлома Атлантичес, так и в параллельном ему побочном южном разломе. Мощность первого и второго слоев уменьшается с 3 до 0,5–1 км. Во многом аналогичная картина выявлена Л.И. Коганом для Императорского разлома в Тихом океане (рис. 9).

Существование разломных ущелей находится в хорошем соответствии с уменьшением толщины коры и с уточнением второго слоя коры. Самые простые соображения говорят о том, что если "убрать" верхний слой, то глубина уменьшится примерно на недостающую мощность коры.

Естествен следующий вопрос: почему океанская кора так сильно утонет в зонах трансформных разломов? Пока не проведено более детальных и целенаправленных исследований на этот счет, однозначный ответ на поставленный вопрос дать затруднительно. Можно, однако, высказать следующие соображения (в какой-то мере уже содержащиеся в работе Детрика и Парди [Detrick, Purdy, 1980]. Малая мощность 2-го слоя говорит о малом объеме излившихся базальтов и соответственно небольшом количестве питающих их долеритовых даек. Сейчас уже твердо доказано, что океанская кора наращивается в оси срединных хребтов, причем излияние базальтов идет в узких, шириной не более километра так называемых экструзивных зонах, протягивающихся в центре рифтовых долин. Базальтовые излияния питаются поступлением магмы из магматического очага, присутствие которого доказано, например, под Восточно-Тихоокеанским поднятием. Ширина очага равна 10–20 км. Совместные материалы по современной океанской коре и ее прошлым аналогам в виде оphiолитов, в частности оphiолитов Омана, позволили Паллистеру и Джонсону [Pallister, Johnson, 1981] построить модель магматической камеры под спрединговым хребтом. Согласно модели, камера имеет форму воронки с центром под экструзивной зоной и в камеру перманентно впрыскивается выплавка, которая струями расходится в стороны. Из этих боковых струй на дно камеры садятся кумуляты оливина, пироксена и плагиоклаза, составляющие кумулятивную серию от гипербазитов до габбро; какая-то часть впрынутого расплава поступает наверх, питая поверхностные базальтовые излияния. Эта модель представляется очень правдоподобной, и ее принимают сейчас многие геологии. Если придерживаться данной модели, то можно с большим основанием предположить, что трансформные разломы, срезая оси хребтов, тем самым срезают и магматические камеры, или, вернее, магматические камеры сокращаются в размерах по мере приближения к трансформным разломам, а значит уменьшается объем поступления расплава вверх, и давящая его часть застывает внутри самой камеры под очень тонким

покровом лав и даек. Это обстоятельство может быть решающим для образования аномальной глубинной структуры трансформных разломов. Отсюда вытекает то важное следствие, что даже при сравнительно незначительных подвижках на поверхность океана могут быть выведены довольно глубокие горизонты океанской коры и даже мантии, которые в других случаях остаются глубоко захороненными.

Приразломные хребты составляют другую аномальную черту рельефа трансформных разломов. Они протягиваются вдоль всех трансформных разломов. В одних случаях хребты располагаются симметрично с обеих сторон разломного ущелья, в других – с одной. Обычно хребты не прослеживаются вдоль всего разлома, а в виде отдельных звеньев длиной в 200–500 км появляются то с одной, то с другой стороны разлома. Хребты имеют разное строение. Как можно судить по результатам драгирования их крутых склонов, обрывающихся к ущельям, эти склоны иногда представляют собой обнаженный разрез океанской коры и верхней части мантии от гипербазитов внизу через габбро и долериты до подушечных базальтов вверху, но в других, более частых случаях нормальный разрез океанской коры сильно нарушен, при этом нередко вплоть до вершины приразломных хребтов прослеживаются серпентиниты, принадлежащие самым нижним горизонтам доступного разреза океанской литосферы. Такая картина была описана вначале в Атлантическом океане, в частности в разломе Вима [Bonatti, 1976], а затем обнаружена в других океанах.

Серпентиниты, таким образом, несут признаки прогрузационного перемещения вверх. Это может быть связано с разными причинами, в том числе с напряжениями сжатия и растяжения, возникающими у ряда разломов (см. ниже), но все же более универсальным механизмом является образование серпентинитовых протрузий за счет того, что морская вода проникает по разлому вниз и гидратирует ультраосновные породы [Bonatti, Honnorez, 1976].

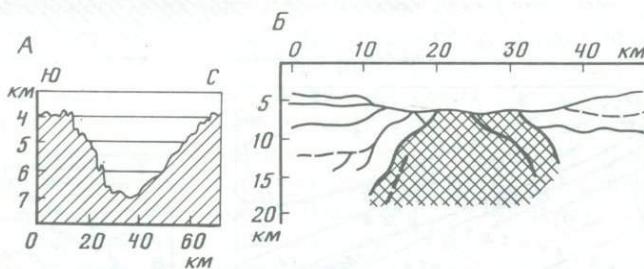
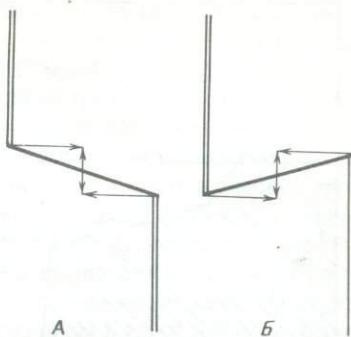
Из тех фактов, что серпентиниты часто слагают приразломные интрузии, вытекают некоторые важные геологические следствия. Во-первых, они указывают на раннюю деформацию океанской коры, происходящую зачастую сразу же после ее формирования. Во-вторых, серпентиниты выходят гипсометрически высоко вверх. Они начинают размываться, их щебень, галька и серпентиновый песок скапливаются у подножия приразломных хребтов, как это хорошо наблюдалось с подводного аппарата "Сиана" у подножия банки Годриндж в Азово-Гибралтарском разломе [La Gabriella, Auzende, 1982]. В-третьих, высокое стояние серпентинитов должно благоприятствовать тому, что в будущем, при закрытии океана, именно эти части океанской литосферы окажутся в первую очередь обдуцированными на континентальные окраины или островные дуги. В-четвертых, наконец, если серпентинитовая интрузия произошла на активном отрезке разлома (а приразломные хребты возникают именно на этих отрезках), то по разлому от спрединга на обнаженные на морском дне серпентиниты могут изливаться молодые порции базальтов. В этом случае будут видны перерывы и несогласие в основании базальтов. Такого рода соотношения наблюдаются во многих разрезах офиолитов, например в Западных Альпах (Пьемонтская зона), где широко развиты продукты подводного изменения серпентинитов – офильты, перекрытые подушечными лавами базальтов (принад-

Рис. 10. Схема трансформных разломов с компонентой растяжения (A) и с компонентой сжатия (B)

Двойные линии – ось спрединга, толстые линии – трансформные разломы, длинные стрелки – направления относительного движения литосферных плит, короткие стрелки – компонента растяжения или сжатия

Рис. 11. Разрез через разлом Романш по  $18^{\circ}10'$  з.д. [Коган, Зоненшайн, 1983]

A – рельеф, B – глубинное строение по данным ГСП-МОВ. Тонкие линии – отражающие горизонты в земной коре, толстые линии – отражающие горизонты в мантийной прорези (перекрестно заштрихована)



лежащих по химической характеристике к океаническим толеитам). Есть все основания сопоставлять подобные местонахождения с современной обстановкой трансформных разломов, т.е. полагать, что они маркируют ископаемые трансформные разломы.

Как видно из вышесказанного, даже идеальные трансформные разломы представляют собой сложные структурные образования. Дополнительные сложности появляются, когда разломы в той или иной мере отклоняются от схемы, что бывает довольно часто. Эти отклонения обнаруживаются в форме поперечного сечения зон разломов: некоторые разломы, как, например, разлом Романш в экваториальной Атлантике, обладают симметричным профилем с двумя сравнительно невысокими (с глубиной 2,5–3 км) приразломными хребтами, а другие разломы, как Азово-Гибралтарский в Атлантическом океане или Элтанин в Тихом океане, имеют, напротив, резко асимметричный профиль с очень высоким (поднимающимся до глубин меньше 1 км) приразломным хребтом с одной стороны от разлома. Бонатти и Гонорез [Bonatti, Honnorez, 1976] объяснили различия между этими двумя группами разломов тем, что движение плит вдоль этих разломов отличается от идеального: в первом случае существует компонента растяжения, во втором – компонента сжатия. Следствия этих различий для гравитационного поля были подробно рассмотрены С.А. Ушаковым и др. [1979]. На рис. 10 схематически показаны различия между разломами с растяжением и со сжатием. Отклонение движения вдоль разломов от идеального сдвига может возникать, вероятно, в силу разных причин, но, видимо, в первую очередь из-за хотя бы самых незначительных, не превышающих по азимуту  $5^{\circ}$  изменений в относительном перемещении лито-

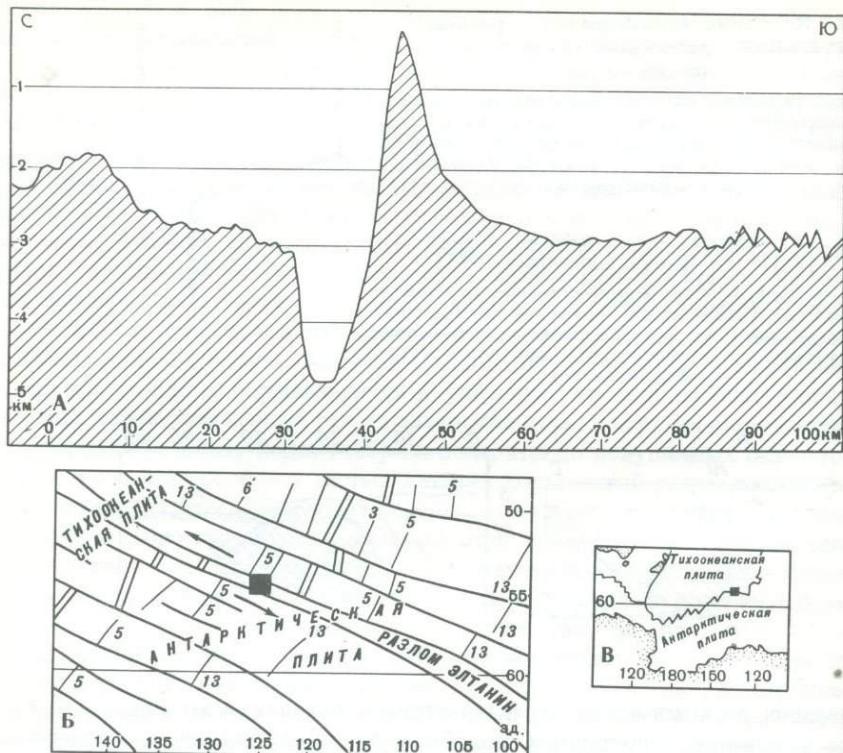


Рис. 12. Разрез через разлом Элтанин в Тихом океане

*A* – батиметрический профиль. *B* – структура южной части Тихого океана и положение полигона. Полигон показан в виде черного квадрата. Двойные линии – ось спрединга, толстые одиночные линии – активные отрезки трансформных разломов, тонкие линии – пассивные отрезки. Показаны выбранные магнитные аномалии и их номера. Стрелки показывают направление относительного движения Тихоокеанской и Антарктической литосферных плит. *B* – обзорная карта южной части Тихого океана. Показаны границы плит. Квадрат – положение полигона

сферных плит. Что такие изменения происходят, хорошо известно; это выражается в постоянном изменении полюсов вращения плит. При изменении направления движения плит уже существующий разлом, конечно, не может переориентироваться, и перемещение вдоль него будет отличаться от чистого сдвига. Из рис. 9 нетрудно вывести, что при разнице в простирии разлома от направления движения всего в  $5^\circ$  и при скорости спрединга 5 см/год компоненты растяжения или сжатия составят 0,4 см/год.

Трансформные разломы с компонентой растяжения обладают, как говорилось, симметричным профилем. Лучшим их примером является разлом Романши (рис. 11). Л.И. Коган и др. [1980], применившие для исследования строения зоны разлома глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП-МОВ), установили, что по мере приближения к оси разлома подошва второго и третьего слоев океанской коры воздымается на 1–2 км, а в самой зоне разлома шириной 10 км к поверхности дна близ-

ко поступают более глубинные горизонты мантии, вырисовывая мантийный диапир, или мантийную протрузию (рис. 12). Это находится в хорошем соответствии с растяжением поперек разлома Романш. Следует упомянуть, что в стенках разломного ущелья давно уже обнаружены щелочные габбро с нормативным нефелином — породы, аномальные для океанской коры. В последние годы трансформные разломы с компонентой растяжения стали называться "протекающими" (leaky) разломами, вдоль которых могут происходить ограниченные излияния лав. Помимо разломов типа хребет-хребет (т.е. связывающих отрезки спрединговых хребтов), подобные "протекающие" разломы с растяжением характерны также для типа желоб-желоб, например в системе широтных разломов, идущих вдоль желоба Витязь к северу от Соломоновых островов. Многие разломы в тылу зон субдукции принадлежат к этой же категории разломов с растяжением, например разлом Андаманского моря или разлом Командорских островов.

Разломы с компонентой сжатия многочисленны в экваториальной зоне Атлантики, в зоне разломов Вернадского. К ним, вероятно, относится скопление разломов в Аравийско-Индийском хребте (Вима, Арго, Мария Целеста и др.). Прекрасно выражено сжатие вдоль Азоро-Гибралтарского разлома, особенно в его восточной части, вблизи Гибралтара. Здесь Африканская плита поддвигается под Евроазиатскую плиту, что фиксируется подвижками в очагах землетрясений [Udias et al., 1976]. В результате к северу от разлома образовались поднятия высотой 1–3 км.

Другим хорошим примером трансформного разлома с компонентой сжатия является разлом Элтанин в южной части Тихого океана, подробно изученный экспедицией Института океанологии АН СССР на НИС "Академик Курчатов" в 1977 г. [Живаго, 1983]. Исследованный участок разлома относится к активному отрезку, находясь примерно на середине между смещенными участками спредингового хребта. Следовательно, оба борта разлома имеют одинаковый возраст и, при прочих равных условиях, ничем не должны отличаться друг от друга. Однако вдоль южного склона протягивается хребет, вершина которого находится на глубине меньше 1 км, а превышение под дном разломного ущелья составляет 5 км (см. рис. 12). Простижение разлома составляет СЗ 292°. В этом месте разлом служит границей между Тихоокеанской и Антарктической плитами. Полюс вращения этих плит находится в точке 68°7' с.ш., 79°6' з.д. Высчитанное из этого полюса направление движения Тихоокеанской плиты относительно Антарктической в районе исследованного полигона составляет СЗ 287°, т.е. отличается примерно на 5° от реального простижения разлома. Это отличие говорит о появлении компоненты сжатия. Следовательно, обнаружение хребта к югу от разлома можно объяснить тем, что северный борт разлома, принадлежащий к Тихоокеанской плите, поддвигается под южный борт, относящийся к Антарктической плите. С обрыва приразломного хребта был драгирован почти полный разрез океанской коры от гипербазитов до базальтов [Кашинцев, Фрих-Хар, 1978]. С самого основания разреза были драгированы амфиболиты с явными следами тектонического течения: расланцованные и смятые в мелкие складки. По данным Г.Л. Кащинцева и В.В. Жданова [1981], амфиболиты возникли, скорее всего, за счет океанских толеитов в первую очередь в результате интенсивного динамометаморфизма. Это находится в полном соответствии с обстановкой сжатия, харак-

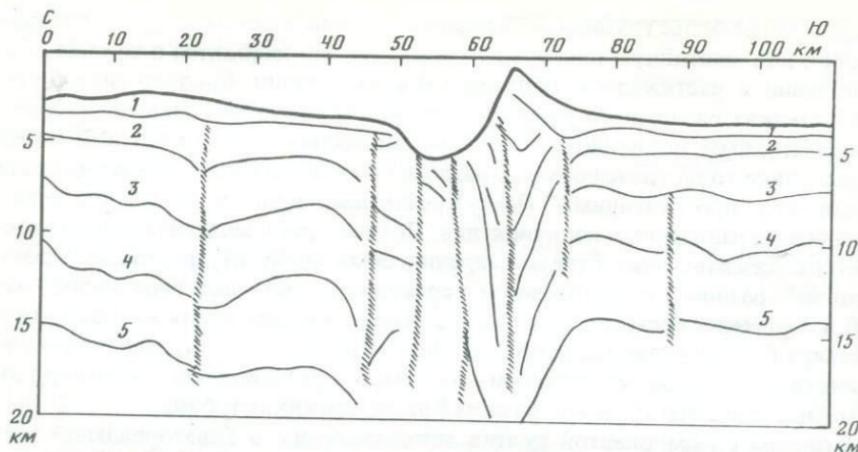


Рис. 13. Глубинное строение разлома Элтанин по данным ГСП-МОВ

Линии — отражающие горизонты, цифры — порядковый номер этих горизонтов. Горизонт 2 отвечает, вероятно, подошве второго слоя океанской коры; горизонт 4 — подошве коры (границе Мохо); горизонт 5 соответствует разделу в верхней мантии. Заштрихованы зоны нарушений. Хорошо виден корень коры под приразломным хребтом. Положение разреза под № 3 в кружке нанесено на рис. 14.

терной для разлома Элтанин. Поскольку амфиболиты драгированы с горизонтов более низких, чем гипербазиты, можно предполагать, что они представляют собой метаморфизированные базальты, принадлежащие Тихоокеанской плите, поддвигающейся на юг.

По данным ГСП-МОВ, проведенного Л.И. Коганом, глубинное строение зоны разлома Элтанин (рис. 13) резко отличается от идеальных разломов или разломов с компонентой растяжения. Второй и третий слои океанской коры, подходя к зоне разлома, изгибаются вниз (а не вздымаются вверх, как в разломе Романш, и не сокращаются в мощности, как в разломе Атлантик). Тем самым они образуют под разломным ущельем подобие синклинали. Под приразломным хребтом толщина коры увеличивается до 15 км и возникает корень (рис. 14). Образование корня можно объяснить сдвиганием мощности коры за счет поддигивания Тихоокеанской плиты под Антарктическую. Ширина приразломного хребта 10–15 км; видимо, эти цифры отвечают величине поддвига. Скорость перемещения Тихоокеанской плиты относительно Антарктической вдоль разлома Элтанин составляет около 7 см/год. Компонента сжатия, возникающая из-за несоответствия простирания разлома в данном месте с теоретическим направлением относительного движения Тихоокеанской и Антарктической плит, равна всего лишь 0,5–0,6 см/год, т.е. она чрезвычайно мала по сравнению со сдвиговой компонентой, но тем не менее она обусловливает появление таких величественных форм рельефа, как приразломный хребет Элтанин и формирование крупной аномалии глубинного строения.

В зонах разломов, имеющих компоненту сжатия, происходит сильная деформация всей толщи океанской коры, особенно ее поддигаемой части. Вновь, как в случае серпентинитовых протрузий, деформации подвергается молодая, совсем недавно генерированная кора. В отличие от протрузий при компоненте сжатия возникают динамометаморфические процес-

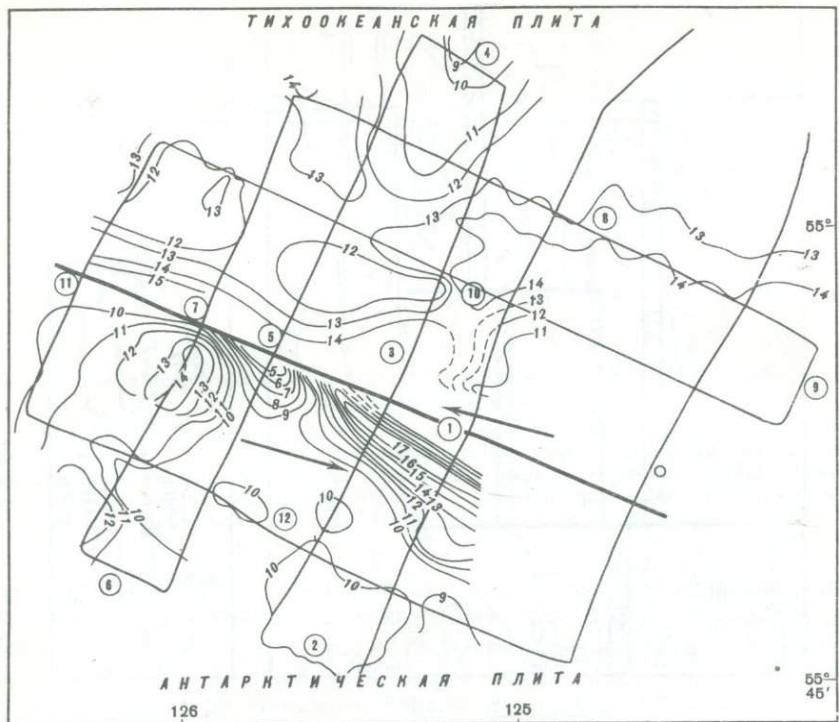


Рис. 14. Карта глубины залегания подошвы земной коры (от уровня моря) в зоне разлома Элтанин

Положение полигона показано на рис. 12. Изолинии проведены через 1 км, толстая линия отвечает положению разлома. Стрелки указывают на относительное перемещение Тихоокеанской и Антарктических плит. Тонкие линии — галсы судна и их номер

сы, не отличимые от тех, которые наблюдаются при складчатости в орогенных поясах.

Если смещение отрезков спредингового хребта вдоль трансформного разлома велико (по разлому Элтанин оно, например, составляет 750 км), то по простирианию одного и того же разлома, если он не строго следует одной и той же дуге, можно ожидать изменение компоненты сжатия в одном месте на компоненту растяжения в другом и наоборот.

Как можно видеть, значение трансформных разломов не только в том, что они в соответствии с движением литосферных плит переносят перемещения с одной границы на другую, но они являются одним из главных факторов изменения и самой основной причиной деформации океанской коры. Ширина полос изменения и деформации, прилежащих к разломам, составляет 10–20 км с каждой стороны. Если расстояние между разломами равно 30–40 км, как в экваториальной Атлантике или в Центрально-Индийском хребте, то в этом случае деформации может подвергнуться практически все пространство вновь созданной океанской коры.

Сейчас нет данных, которые позволили бы судить, какая часть коры в океанах подверглась деформации, а какая — нет. Можно лишь предполагать, что значительная часть деформируется и изменяется. Во многих офио-

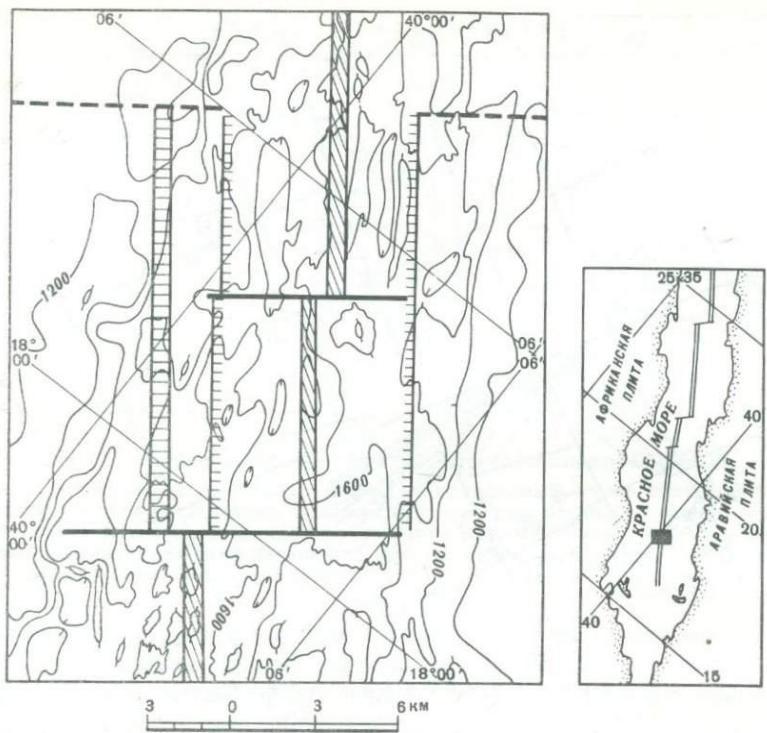


Рис. 15. Трансформные разломы Красноморского рифта в районе  $18^{\circ}$  с.ш. [Зоненшайн и др., 1981]

Толстой линией показаны трансформные разломы, возникшие после перескока от спрединга 0,6 млн лет назад. Пунктир — отмерший трансформный разлом. Современная часть заштрихована, отмершая ось спрединга редко заштрихована. Линии с зубцами очерчивают границы старой и новой коры, образовавшейся в результате перескока оси спрединга. Изобаты проведены через 200 м. На врезке показано положение района на Красноморском рифте

литовых комплексах описаны ранние метаморфические изменения и деформации. В офиолитах Омана время образования пород офиолитового комплекса определяется в 100 млн лет, а их деформация и образование амфиболитов в 90 млн лет. Не являются ли эти амфиболиты следствием преобразования океанской коры в зоне трансформного разлома мелового возраста?

Трансформные разломы сильно отличаются по протяженности и длительности существования. В принципе они могут быть активны, только пока действует данная система движения литосферных плит и существует данное расположение границ плит. Если происходит реорганизация в движении плит, то вся предшествующая система разломов отмирает, становится неактивной, как бы вмораживается в океанское дно, и возникает новая система. Такие события произошли, например, около 20 млн лет назад в Тихом океане, когда в стороне от прежней и с другим простиранием возникла новая ось спрединга, отвечающая современной границе плит Тихоокеанской и Наска, а старая система спрединга отмерла, оставив следы в

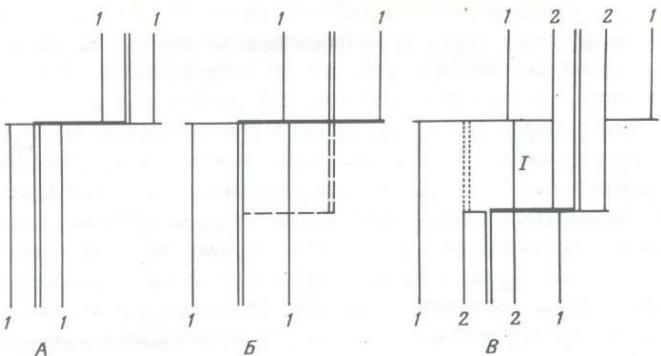


Рис. 16. Схема перескока оси спрединга, отмирания прежнего и образования нового трансформного разлома

*A, B, C – последовательные стадии эволюции. Двойные линии – оси спрединга, двойные штриховые – оси отмершего спрединга, толстые линии – активные отрезки трансформных разломов, тонкие линии – пассивные отрезки. Пунктиры условные изохроны возраста океанского дна. Почки – зарождающиеся оси спрединга и трансформный разлом. Точки – отмершая ось спрединга*

виде хребтов Математиков и Чилийского, линейных магнитных аномалий и древних трансформных разломов Маркизского, Агассиц, Мендано, Наска, Челленджер и др. Равным образом полностью отмершими являются сейчас великие разломы северной части Тихого океана: Мендосино, Меррей, Молокай, Кларион и др. Они были активны примерно со 100 млн лет до 20–10 млн лет назад, до того времени, когда плита Фаралон была полностью поглощена под Северо-Американским континентом, ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия подошла вплотную к краю континента и произошла реорганизация границ плит: возникла новая трансформная граница – разлом Сан-Андреас, отражающий движение Северной Америки относительно Тихоокеанской плиты.

В.Г. Казьмин [1984] предлагает различать два типа трансформных разломов по условиям их возникновения. К первому типу относятся разломы, образующиеся при континентальном рифтинге и расколе континентов. Обычно они приспособливаются к древним ослабленным зонам – тектоническим швам, поясам дробления и метаморфизма и т.д. В этом случае простижение разломов часто не совпадает с направлением относительного перемещения плит и обычно появляется либо компонента сжатия, либо компонента растяжения. Разломы этого типа, наращиваясь при спрединге, в дальнейшем могут переходить в океанические разломы. Вероятно, экваториальные разломы Атлантики первоначально (т.е. на своих краях) совпадали с направлением движения Африки и Южной Америки при их расколе в раннем мелу.

К другому типу принадлежат трансформные разломы, возникающие уже в раскрывшихся океанических бассейнах, как реакция литосферы на смещение положение осей спрединга. Такие разломы могут быть коротко-живущими, эфемерными. Их появление и отмирание были прослежены в Красноморском рифте (во время экспедиции Института океанологии АН СССР зимой 1979–1980 гг. [Зоненшайн и др., 1981]. На рис. 15 пока-

зана структура Красноморского рифта в районе 18° с.ш. На рисунке видно, что рифт рассекается серией трансформных разломов, из которых наиболее примечателен разлом 18-го градуса. Он возник лишь 0,7 млн лет назад, а одновременно с этим отмер разлом, находящийся в 10 км к северу от разлома 18-го градуса. Было установлено [Зоненшайн и др., 1981], что эта реорганизация разломов произошла из-за перескока оси спрединга в восточном направлении 0,6 млн лет назад примерно на 7 км (рис. 16). При этом должен был прекратить активность северный разлом, так как новая ось спрединга, возникающая к югу от него, находится на прямом продолжении оси спрединга, идущей к северу от разлома, и разлом становится "ненужным". Вновь возникший разлом 18-го градуса смещает изохроны возраста ложа не древнее 0,6 млн лет. Он образовался как необходимое звено для переноса движения от новой оси спрединга к прежней, сохранившейся на старом месте к югу от разлома 18-го градуса. Морфологически этот новый, появившийся немногим более полумиллиона лет назад, трансформный разлом является очень невыразительным. В рельфе хорошо распознаются окончания сбросовых уступов при приближении к этому разлому, но нет никаких признаков разломного ущелья и приразломных хребтов. Видно лишь широкое понижение поперечного, северо-восточного простирания, нарушающее генеральное северо-западное простижение рифтовой зоны (см. рис. 15). Очевидно, времени 0,6 млн лет при скорости спрединга, равной около 1,5 см/год, было недостаточно для формирования характерной морфологии трансформного разлома. При подводных наблюдениях с погружающего аппарата "Пайсис" были отмечены многочисленные поперечные трещины и вертикальные уступы, следующие параллельно простирианию разлома 18-го градуса; эти уступы не концентрируются в линейные зоны, а рассредоточены на широкой площади. Видимо, такого рода зарождающиеся трансформные разломы являются "рассеянными". Явление перескоков осей спрединга разного масштаба — от первых километров до десятков километров — сейчас установлены во всех океанах и могут считаться достаточно типичными для развития процесса спрединга в срединно-океанских хребтах. Поэтому эфемерные трансформные разломы постоянно возникают и отмирают. Приуроченная к ним трещиноватость должна служить хорошим проводником для поступления морской воды вниз и изменения океанской коры.

Сделанная общая (и далеко не исчерпывающая) характеристика трансформных разломов показывает, что, изучая конкретные трансформные разломы и стараясь расшифровать их природу, необходимо знать, какой отрезок исследуется — активный или пассивный, как простижение разлома согласуется с направлением относительного перемещения плит, т.е. является ли данный разлом идеальным или он обладает компонентой либо сжатия, либо растяжения, какова длительность существования разлома, как он соотносится с системой спрединга.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА КРУПНЫХ РАЗЛОМОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АРАВИЙСКО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Программа работ отряда геоморфологии, подводного фотографирования и магматических пород строилась исходя из общей задачи экспедиции 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" — комплексного геолого-геофизического изучения центральной и северо-западной частей Индийского океана, проводимого с целью освещения основных этапов геологической истории этих регионов в связи с процессами биогенной седиментации и металлогенией осадочного покрова.

Дно Индийского океана отличается исключительно сложным строением. Существующие материалы советских и иностранных экспедиций с разной степенью детальности освещают различные районы этой обширной акватории, пережившей в мезокайнозое несколько разнонаправленных циклов эволюции, приведших к значительным усложнениям тектонической структуры и донного рельефа. Наиболее древние преобразования океанской коры в Индийском океане относятся к позднеюрскому времени (Северо-Австралийская котловина). Следы их почти не сохранились в контурах структурных элементов и распознаются лишь по мезозойским магнитным линеациям, ориентации которых в первом приближении отражают древние направления спрединга. Сравнительно молодые участки, представленные магнитными линеациями первых номеров кайнозойской шкалы, расположены в центре океана, к югу от Западно-Австралийского хребта (хребта Брокен), а также в северо-западном регионе, вдоль флангов Аравийско-Индийского хребта. Сложный гетерогенный рельеф создан на востоке океана, где дно благодаря изменению центров спрединга и последовательному наложению структурных циклов претерпело наиболее длительные и многообразные изменения.

Геоморфологическими исследованиями 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" в июле-августе 1980 г. была охвачена крупная акватория Индийского океана, заключенная между параллелями о-ва Шри-Ланка и подводного хребта Брокен и между меридианами о-ва Маврикий и Зондского пролива. Естественно, что осветить морфоструктуру донного пространства площадью более 6 млн кв. миль за короткий экспедиционный период не представилось возможным. Более детально исследованы отдельные ключевые участки, где были сделаны геолого-геофизические полигоны. Особый интерес представили полигоны на трансформных разломах Аравийско-Индийского хребта, а также в районе тройственного сочленения хребтов срединно-океанского типа, где с помощью геоморфологического анализа удалось получить принципиально новый материал, уточняющий трактовку генезиса этих крупных, сложно построенных, подводных морфоструктур, и дать их оценку с точки зрения распространения на дне металлоносных осадков (см. рис. 1).

Общий структурный план Индийского океана предопределяют три литосферные плиты: Африканская, Индо-Австралийская и Антарктическая, вдоль границ которых протягиваются срединно-океанские хребты: Аравийско-Индийский, Западно-Индийский, Центрально-Индийский (вместе с Юго-Восточным Индийским хребтом), сходящиеся в узле тройственного

сочленения в центре океана. Гребневые зоны этих хребтов, как и рассекающие их трансформные разломы, относятся к участкам наиболее значительных тектонических нарушений. Они характеризуются исключительно контрастным рельефом, высокой тектонической активностью, повышенными значениями теплового потока. Здесь облегчен выход гидротерм, взаимодействие которых с грунтовыми растворами и придонными водами, обуславливает образование особого типа осадков с повышенным содержанием рудных компонентов.

В задачу геоморфологических и тектонических исследований 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" входило изучение донного рельефа и структур по пути следования судна. Главной целью являлось возможно более детальное описание крупных морфоструктур, в основном по материалам эхометрической съемки с привлечением геолого-геофизических данных, необходимых для освещения генетической стороны исследуемых участков. Поскольку металлоносные осадки приурочены к определенным структурным элементам, выявление их методом морфоструктурного анализа также составляло одну из задач экспедиции. Съемка на полигонах дала в этом отношении особенно содержательный материал. Данные эхолотирования и составленные по ним батиметрические карты полигонов послужили также основой для выбора мест геологического опробования и наложения количественных характеристик геофизических полей.

Проводимая в экспедиции фотосъемка преследовала цель получения документальных свидетельств об облике дна на геологических станциях и вдоль дрейфовых разрезов на полигонах. По снимкам представилась возможность получать показатели расчлененности дна, представления о его микроструктуре, сведения о проявлениях тектоники, вулканизма, типах донных осадков, формах железо-марганцевых конкреций и корок, изменений поверхности дна донными организмами. Геоморфологический метод в сочетании с данными фотографирования, сейсмопрофилирования, магнитометрии и теплового потока позволил составить пространственную и генетическую характеристику донных морфоструктур.

Последним направлением работ отряда явилось изучение магматических пород, о чем будет сказано в других главах. Главной задачей здесь было получение вещественных петролого-geoхимических характеристик коренных пород с целью выявления особенностей геодинамического развития крупных морфоструктур, а также роли этих пород как поставщиков материала металлоносных осадков. Выводы, которые были получены в результате анализа поднятых образцов, в значительной мере способствовали решению основной задачи экспедиции в ее геологической части.

### Методика исследований, приборы

Основными исходными данными для морфотектонических построений послужили материалы эхометрической съемки, проводившейся непрерывно с момента входа судна в пределы Центральной котловины Индийского океана, западнее  $80^{\circ}$  в.д. (см. рис. 16). Промер не прекращался на дрейфовых разрезах и станциях, где регистрировались касания дна геологическими и геофизическими приборами. Всего на северо-западе океана эхометрическая съемка выполнена на протяжении 6 037 миль.

Промер на полигонах Аравийско-Индийского хребта составил 757 миль.

Для регистрации глубин использовались фототелеграфные факсимильные аппараты "ФАК-П", сопряженные с четырьмя эхолотами, три из которых установлены на НИС "Дмитрий Менделеев" в год его постройки (1968), а один заменен на новую модель в 1980 г. Еще два эхолота, работающие отдельно от "ФАК-П", также поставленные в год спуска судна на воду, работали на отдельных коротких отрезках пути. Состояние этих приборов следует признать удовлетворительным. Хорошо работали расширители "ФАК-П", регистрационные шкалы которых были переделаны на фазировку с кратностью 1000 (вместо 750), что значительно упростило и ускорило отсчет глубин.

Полученные записи немедленно поступали в обработку. Составление экспрессного профиля производилось непосредственно на вахтах и велось с рисовкой рельефа по контурам эхограмм, с выделением форм-индикаторов тектонических проявлений. Значения измеренных глубин исправлялись на скорость звука в воде по таблицам Меттьюза, наносились перфоратором на бумажные ленты и передавались на ЭВМ "Минск-22" для составления профиля дна на графопостроителе. Координирование промера по всему пути следования судна производилось с использованием системы спутниковой навигации.

На геолого-геофизических полигонах и станциях производилось фотографирование дна на разных глубинах. Для съемок использовалась камера "ИОАН-ПФ-69" с объективом "Орион-15", позволяющим с высоты 2–3 м покрывать площадь дна около  $5\text{ m}^2$  (до  $7\text{ m}^2$ ). Угол наклона камеры изменялся от 30 до  $55^\circ$ .

Изучение образцов магматических пород проводилось непрерывно по мере их поступления в течение всего рейса. Основными источниками материала, поступающего на анализ, послужили драговые пробы. Малая и большая драги опускались с глубоководной лебедки с припуком против измеренной глубины от 300 до 2000 м в зависимости от характера донного рельефа, силы ветра и скорости дрейфа судна. Часть материала была поднята грунтовыми трубками и дночерпательями.

Основным источником получения материала по разломам Аравийско-Индийского хребта послужили исследования на геолого-геофизических полигонах, эхометрическая съемка на которых включала следующие этапы:

- 1) расчет сети галсов на заданной площади с учетом особенностей распределения глубин, погодных условий (направление дрейфа) и отпущеного времени;
- 2) проведение непрерывной съемки по запланированным галсам с координацией промера по данным спутниковой навигации;
- 3) сопоставление промерных планшетов с разносной исправленных значений глубин в масштабах 1:250 000 и 1:500 000 для нанесения на них специальных нагрузок (сейсмометрия, магнитометрия, тепловой поток, фоторазрезы, геологические станции);
- 4) сопоставление батиметрической экспресс-карты и обеспечение данными по рельефу дна геологических и геофизических отрядов экспедиции в период дрейфа судна на станциях, разрезах и при драгировании на втором этапе полигонных исследований после завершения эхометрической съемки;

6) составление листов ориентированных профилей дна и окончательных вариантов батиметрических карт.

Построение сети промерных галсов на полигонах проводилось в разной степени детальности в зависимости от размера полигона и выраженности в рельефе структурных элементов. Общим принципом является разбивка галсов по квадратной или прямоугольной сети с расчетом пересечения структур вкрест их простирации и вдоль главных осей. К сожалению, не всегда удавалось придерживаться этих принципов при сильном волнении и зыби. На трансформных разломах Аравийско-Индийского хребта расстояние между галсами в среднем составляло около 15 миль. На вершинах отдельных подводных гор сеть была более густой или промер велся по схеме "звездочка". Все полигоны заложены в центральных активных частях разломов Вима, Арго и Мария Целеста. Составлены подробные батиметрические карты зон разломов. В разломе Вима подтверждена максимальная глубина северной части Индийского океана — 6492 м.

Морфоструктура всех разломов аналогична и включает такие элементы, как разломное ущелье и обрамляющие его хребты, которые одновременно являются приподнятыми краями разорванных блоков основного Аравийско-Индийского хребта. Установлены размеры правосторонних горизонтальных сдвигов этих блоков. С помощью подводной фотосъемки проведен структурно-морфологический анализ разломных ущелий, выявлены элементы микрорельефа склонов обрамляющих хребтов, новейшие проявления тектоники.

### Изученность региона

Изученность западной половины Индийского океана, достаточно полная для отдельных районов, в общем оказывается недостаточной для решения проблемы генезиса некоторых крупных морфоструктур и палеотектонических реконструкций. Этим, видимо, объясняется отсутствие обобщающих работ по морфоструктуре дна. Геодинамические построения затруднены малым количеством идентифицированных магнитных аномалий (особенно в центре океана), недостатком проб из коренных пород глубоководных областей, в частности из нижних частей склонов подводных хребтов и желобов, и наконец, неравномерностью сейсмической изученности. Вместе с тем первая сводка данных в книге Л.П. Зоненшайна и Л.А. Савостина "Введение в геодинамику" [1979] может считаться удачной. Сводка по орографии дна с детальным описанием отдельных форм рельефа составлена В.Ф. Канаевым [1979].

Из исследований, проведенных до начала работ по Международной программе глубоководного бурения (1979), выделяются работы на НИС "Витязь", охватившие преимущественно северо-западную и центральные части океана. Сни носили комплексный характер и в большинстве рейсов включали геоморфологические исследования и изучение донных осадков [Безруков, 1963; Белоусов и др., 1964; Виноградов и др., 1970; Канаев, 1979; Канаев, Марова, 1965; Канаев, Михайлов, 1969; Удинцев, 1965]. Морфоструктура и геологическое строение дна более южных районов изучались в антарктических рейсах д/э "Объ" в период Международного геофизического года. Тогда же были сделаны первые трансокеанские

геолого-геоморфологические профили дна Антарктиды до Аденского залива и Индии [Данные по рельефу дна..., 1960, 1963; Лисицын, Живаго, 1958; Живаго, 1965].

Детальное изучение строения рифтовых зон срединно-океанских хребтов Индийского океана проводилось во 2-ом рейсе НИС "Академик Курчатов", а также в 36-м и 41-м НИС "Витязь" [Исследования по проблеме рифтовых зон Индийского океана, 1972].

В ряде иностранных публикаций 50–60-х и начала 70-х годов в той или иной степени освещены вопросы развития донной морфоструктуры западной части Индийского океана [Fisher et al., 1971; Heezen, Tharp, 1965, 1966; Heezen, Nafe, 1964; Heirtzler et al., 1968; Laughton et al., 1972; Le Pichon, Heirtzler, 1968; McKenzie, Sclater, 1971; Sclater, Fisher, 1974; Sclater et al., 1981; Tapscott et al., 1980]. Особенno выделяются труды Р.Л. Фишера с соавторами.

С 1969 по 1975 гг. в океане работало 46 судов Международной Индоокеанской экспедиции, результаты которой (с учетом всех предшествующих исследований) нашли отражение в ряде публикаций стран-участниц этой экспедиции. В 1975 г. в Москве по решению Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО был издан Геолого-геофизический атлас Индийского океана, на 144 картах которого, в большинстве оригинальных, отражены все имевшиеся на данный момент материалы. В тексте указывается, что "главной задачей Атласа был показ фактических данных при минимальной их интерпретации..." [Геолого-геофизический атлас..., 1975, с. XII], благодаря чему изображение подводного рельефа, например, ограничилось составлением батиметрических карт и профилей дна. Геоморфологические карты, схемы тектоники дна и карты, восстанавливающие этапы развития впадины океана, в Атласе отсутствуют. Концепция глобальной тектоники плит также не нашла отражение на картах и в текстовой части Атласа.

Важнейший этап в изучении Индийского океана, в том числе его западной части, приходится на 1972–1973 гг., когда по Проекту глубоководного бурения здесь проходили маршруты судна "Гломар Челленджер" (рейсы 22–29). Всего было пробурено 64 скважины. Изучение кернов осадочных пород и пород фундамента с широким привлечением геофизических данных позволило в геодинамическом плане реконструировать исторические этапы развития впадины океана. В свете теории тектоники плит удалось дать генетические определения главнейших морфотектонических элементов, наметить пути перемещения континентов – фрагментов Гондваны, обрамляющих в настоящее время впадину [Борисевич, 1985]. Первичные материалы бурения и выводы по ним опубликованы в "Отчетах по Проекту глубоководного бурения" [Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1974, 1975].

Обобщающие труды по палеобатиметрии, тектонике, физическим полям и донным отложениям Индийского океана, опирающиеся в основном на материалы бурения, помещены в специальном томе "Геология и биостратиграфия Индийского океана", изданном Американским Геофизическим союзом [Sclater, Heirtzler, 1977; Sclater et al., 1977; Veevers et al., 1977; Bolli, Saunders, 1977].

Распределение скважин на поверхности дна неравномерно, вследствие

чего крупные районы и отдельные элементы дна, например Аравийско-Индийский хребет, все еще не могут считаться достаточно изученными. Более подробно освещена бурением северо-западная окраина океанской впадины, где в полосе дна, примыкающей к берегам Африки, пробурено 17 скважин.

Анализ тектоники и геоморфологии крупнейших разломов южной части Аравийско-Индийского хребта в связи с распространением на дне металлоносных осадков, которому посвящена настоящая глава, основывается преимущественно на данных эхометрической съемки, обработанных на судовой ЭВМ "Минск-22". Использовались также материалы детальных геологических разрезов, выполнявшихся во время дрейфа судна на полигонах, когда производилось подводное фотографирование, а также опубликованные данные по магнитометрии и сейсмопрофилированию [Herzen, Vaquier, 1966; Непрочнов и др., 1969].

### Морфоструктура разломов Аравийско-Индийского хребта

Аравийско-Индийский хребет представляет северо-западную ветвь системы срединно-океанских хребтов, образуя переходное звено между Центрально-Индийским хребтом и Аденско-Красноморским рифтогенным комплексом. Хребет протягивается между Африканской и Австралийской литосферными плитами более чем на 2250 миль от Аденского залива до района соединения с хребтами Западно-Индийским и Центрально-Индийским, меняясь по ширине от 200 до 500 миль. В плане хребет имеет форму дуги, выгнутой к северо-востоку, и только участок, ограничивающий Аравийское море и ориентированный с северо-запада на юго-восток, почти прямолинеен. В районе экватора, в месте наибольшего выступа дуги к востоку, хребет меняет простирание на южное и юго-западное, а далее снова на южное.

На всем протяжении Аравийско-Индийский хребет расчленяют трансформные разломы, как крупные (Витязь, Вима, Арго, Мария Целеста), так и более мелкие, обусловливая закономерное чередование огромных блоков коры, последовательно смещающихся на северо-восток, т.е. вправо, на большие расстояния, вследствие чего создается ложное впечатление не поперечного, а косого расположения разломов относительно его оси. В действительности же, как показали проведенные исследования, каждый разлом ориентирован строго по нормали к осям разделяемых им блоков. Последние имеют типичное для низкоспрединговых срединно-океанских хребтов строение, т.е. рифтовые долины, боковые хребты и спускающиеся к океаническим котловинам фланги с глыбовыми поверхностями и рудиментами древних боковых хребтов, отошедших на большие расстояния от оси спрединга. В плановом изображении разломы напоминают дуги с различными радиусами кривизны в зависимости от расстояния от полюса вращения. Разломы наиболее удаленные от полюса, как, например, Мария Целеста, представляют, по существу, линию, приближающуюся к прямой. Центр расхождения блоков находится на юге Аравийского полуострова, в районе  $10-20^{\circ}$  с.ш.,  $45-48^{\circ}$  в.д. Движение полюса вызывает в блоках дополнительные деформации сжатия или расширения, проявляющиеся в рифтовых долинах вдоль осей блоков хребта, а также в трансформных

разломах. Оценить их количественно и отделить от движений спрединга пока не представляется возможным.

Работы НИС "Дмитрий Менделеев" выполнялись на трансформных разломах только одного, однако, достаточно протяженного участка срединно-океанского хребта между параллелями  $8^{\circ}40'$  и  $18^{\circ}00'$  ю.ш. Как уже указывалось, они включали полный комплекс геолого-геоморфологических и геофизических исследований, в том числе подводное фотографирование по разрезам, позволившее целенаправленно провести работы на геологических станциях. Проводимые ниже морфотектонические характеристики трех крупнейших разломов Аравийско-Индийского хребта даны в последовательности их изучения в рейсе. В совокупности они позволили выявить некоторые общие черты структурной эволюции хребта, начиная с миоцена.

### *Зона разлома Вима*

Среди трансформных нарушений Аравийско-Индийского хребта зона разлома Вима, включающая разломное ущелье и два обрамляющих его хребта, выделяются наибольшей контрастностью форм рельефа. На дне ущелья находится наибольшая глубина северной половины Индийского океана — 6492 м, открытая в 1967 г. экспедицией на НИС "Академик Курчатов" [Канаев, 1979]. Хребты по сторонам ущелья достигают своими гребнями отметок 1330 и 1775 м. Длину всей полосы нарушений определить трудно, так как окончания ущелья постепенно сливаются с дном смежных с хребтом абиссальных котловин. Приблизительно она составляет 250 миль.

**Построение полигона.** Для эхометрической съемки, которая предшествовала проведению геологических работ, был выбран участок с наиболее расчлененным рельефом, имеющий в плане форму прямоугольника со сторонами 52×25 миль, вытянутого по простиранию разлома, т.е. с юго-запада на северо-восток. Координаты углов прямоугольника: 1)  $8^{\circ}28'$  ю.ш.,  $67^{\circ}42'$  в.д., 2)  $8^{\circ}47'$  ю.ш.,  $67^{\circ}58'$  в.д., 3)  $9^{\circ}28'$  ю.ш.,  $67^{\circ}08'$  в.д. и 4)  $9^{\circ}08'$  ю.ш.,  $66^{\circ}52'$  в.д. Площадь покрытая съемкой составляет 1625 кв. миль. Глубины дна повсюду превышали 1300 м.

В пределах полигона было сделано четыре галса, пересекающих структуру разлома в поперечном направлении, и пять продольных галсов, самый длинный из которых протянулся приблизительно вдоль оси разломного ущелья. Регистрация глубин проводилась непрерывно, даже во время дрейфа судна на геологических станциях и фоторазрезах. Дрейф проходил при постоянном юго-восточном ветре, обеспечивавшем почти все время скорость около двух узлов. Всего эхолотная съемка выполнена на протяжении 374 миль. По материалам промера составлена батиметрическая карта и профили дна в зоне разлома (рис. 17). Сделано более 20 фотографий дна, наиболее характерные из которых воспроизведены на рис. 18, а—е.

**Элементы морфоструктуры.** Юго-восточный хребет, обрамляющий разломное ущелье, представляет собой приподнятую часть гребневой зоны Аравийско-Индийского хребта, вытянутую в виде полосы параллельно основному направлению разлома. Хребет резко асимметричен. Склон, обращенный к дну ущелья, имеет крутизну около  $18^{\circ}$ . На всем протяжении он почти прямолинеен; лишь в средней части и нижней прослеживается несколько узких ступеней. На разных глубинах здесь обнару-

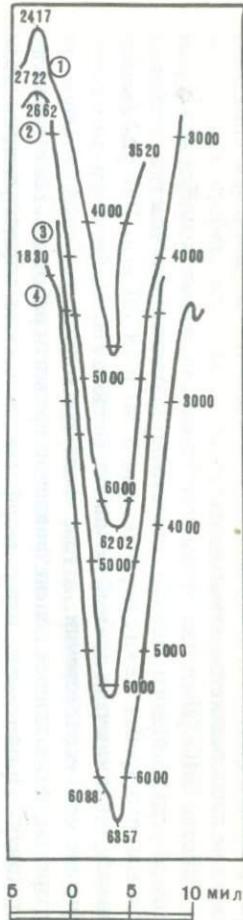
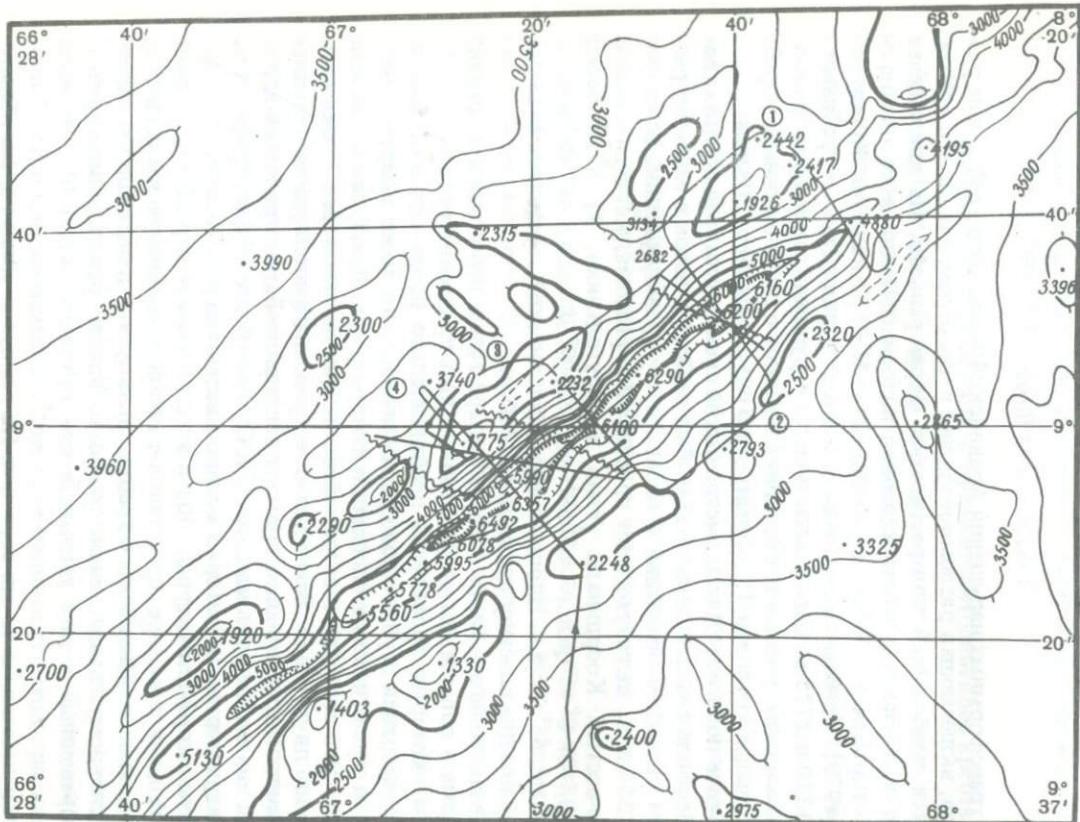


Рис. 17. Зона разлома Вима. Схема батиметрии и поперечные профили разломного ущелья с обрамляющими хребтами. Положение профилей показано на схеме под номерами в кружках

жены свежие глыбы базальтов, скатившиеся по склону. Иногда они сгруппированы в крутые конусовидные нагромождения или образуют обширные поверхности раздробленных пород, напоминающие курумы горных склонов суши (см. рис. 18, *a*, *b*—*e*).

Противоположный склон спускается на юго-восток под углом не более  $4^{\circ}$ . Высшие точки хребта в пределах полигона находятся на юго-западе, где наименьшие отметки глубин составляют 1330—1403 м. Здесь же по

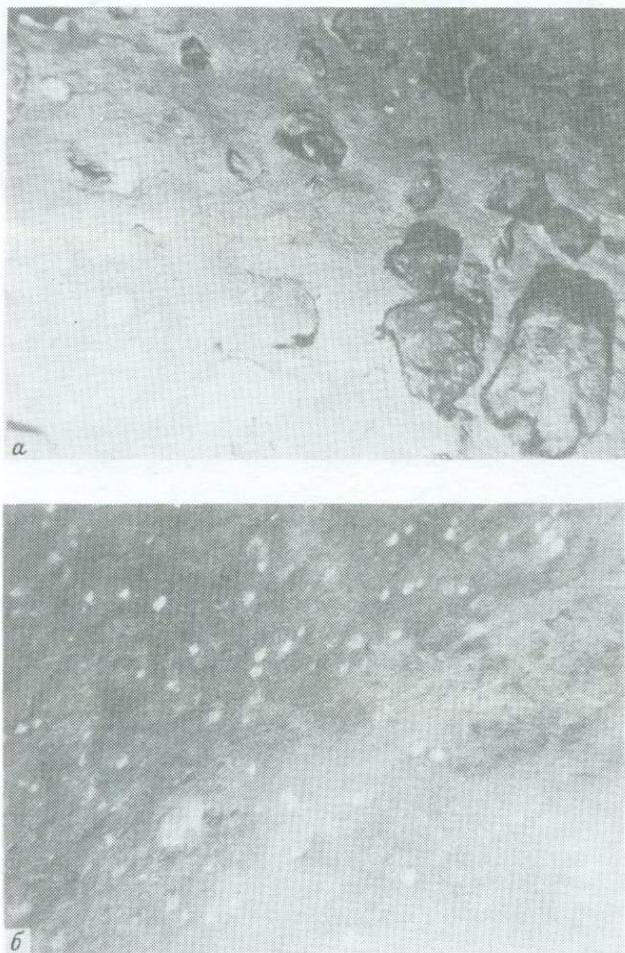


Рис. 18. Зона разлома Вима. Подводные фотографии склона северо-западного обрамляющего хребта со стороны разломного ущелья (дрейфовый фоторазрез на ст. 2116)

*а* — глыбы базальтов, частично прикрытые отложениями фораминиферового ила (глубина океана 3100 м); *б* — карбонатные осадки, взмученные придонными течениями (известковые стяжения) (глубина океана 3330 м); *в* — пласти и глыбы базальтовых лав (глубина океана 3320 м); *г* — глыбы вулканических пород в отложениях фораминиферового ила (глубина океана 3420 м); *д* — глыбы и коренные выходы базальтов, частично прикрытые отложениями фораминиферового ила (глубина океана 3320 м); *е* — мелкие глыбы базальтов, прикрытые отложениями фораминиферового ила (глубина океана 3340 м)

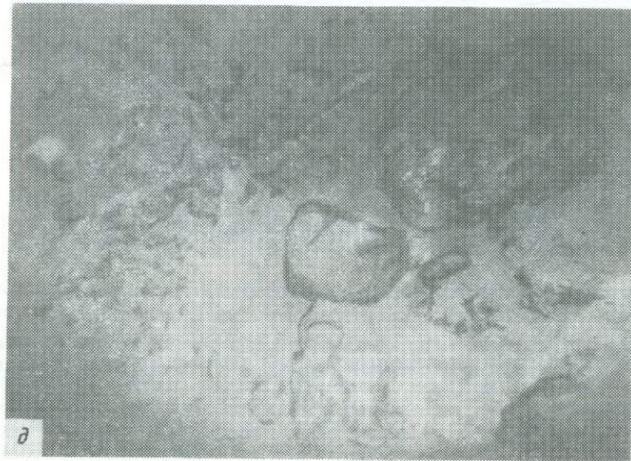
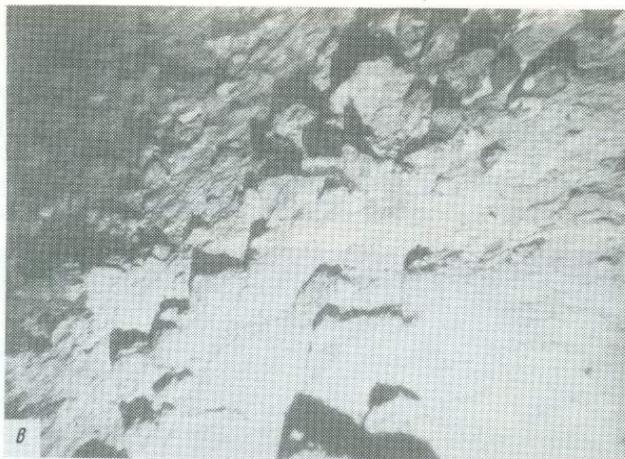


Рис. 18 (продолжение)



Рис. 18 (окончание)

нормали к оси ущелья подступают с юго-востока гребень одного из блоков Аравийско-Индийского хребта. Обрамляющий же хребет постепенно снижается от района наименьших глубин к северо-востоку, что соответствует снижению в том же направлении всего фланга юго-восточного блока Аравийско-Индийского хребта.

Разломное ущелье выражено в виде узкой очень глубокой депрессии, протянувшейся в центре полосы тектонических нарушений с юго-запада на северо-восток на длину около 250 миль. Наиболее опущенный участок депрессии с глубинами более 6000 м имеет длину 42 мили.

Как видно из поперечных профилей, изображенных на рис. 17, дно ущелья благодаря выравниванию осадками преимущественно полого-вогнутое и не превышает по ширине 1,6 мили. Лишь на одном профиле в области максимальных глубин по оси ущелья (6375–6492 м) прослеживается небольшое продольное поднятие. На уровне изобат 5500–6000 м на северо-западном склоне ущелья обнаружена ступень, шириной около 1,5 мили, а выше, в сторону гребней окаймляющих хребтов, поднимаются крутые ( $15-20^\circ$ ) и в общем симметричные склоны из коренных пород — серпентинитов, габбро и базальтов, нарушающие в нескольких местах узкими ступенями, на которых залегают рыхлые, легко взмучиваемые фораминиферовые осадки со слабо выраженным знаками ряби от придонных прижатых к склону, течений (см. рис. 18, б).

Симметрия склонов ущелья объясняется чисто тектоническими причинами, а именно малой амплитудой горизонтального правостороннего сдвига блоков Аравийско-Индийского хребта вдоль разлома Вима, что вообще отличает этот разлом от других, где асимметрия, напротив, выражена очень четко. Вместе с тем в ущелье Вима явственно проявляется фестончатый контур придонных изобат, особенно изобаты 6000 м, свидетельствующий об эшелонном характере расположения тектонических нарушений, видимо, вторичных генераций.

Северо-западный хребет, обрамляющий разломное ущелье, представляет собой, как и юго-восточный хребет, обособленный блок

гребневой полосы Аравийско-Индийского хребта, несколько смещенный вправо по отношению к противоположному блоку. Как мы уже отмечали, величина смещения здесь невелика, всего 14 миль. Она устанавливается по взаиморасположению участков гребневых зон блоков по обе стороны ущелья, с наименьшими глубинами над ними. Так, наивысшая точка гребня северо-западного блока, с отметкой 1775 м, смещена относительно точки 1330 м на юго-восточном блоке на 14 миль. Практически обе вершины почти одновысотны, что говорит также о том, что основной Аравийско-Индийский хребет, разбитый на блоки трансформными разломами, не испытал значительных изменений по высоте вдоль линии своего гребня.

Морфоструктура хребта, обрамляющего разломное ущелье на северо-западе, по существу, аналогична описанной для противоположного юго-восточного хребта (при зеркально симметричном расположении элементов подводного рельефа). Крутой юго-восточный склон обращен к разломному ущелью, а на северо-запад спускается полого наклонная поверхность, осложненная иногда дополнительными параллельными и более низкими поднятыми в виде увалов. Короткие поперечные долины расекают склон хребта со стороны ущелья. Возможно, этоrudименты продольных рифтовых долин Аравийско-Индийского хребта, которые и на отдельных блоках между трансформными разломами недостаточно четко выражены.

Путь 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" от разлома Вима к разлому Арго проходил строго по меридиану  $66^{\circ} 50'$  в.д. При этом были пересечены в косом направлении еще два блока Аравийско-Индийского хребта, разделенных безымянным трансформным разломом. Глубина ущелья этого разлома на параллели  $11^{\circ} 23'$  ю.ш. составляет 4115 м. Кроме того, сразу после выхода из полигона Вима на эхограммах отразились еще две депрессии с дном, лежащим на отметках 4200 и 3280 м. Последняя депрессия, с плоским дном, напоминает по форме рифтовую долину. К сожалению, по материалам одного галса классифицировать эти структуры не представляется возможным.

### Зона разлома Арго

Зона разлома Арго по сравнению с зоной Вима изучена менее подробно, поскольку из-за усилившегося шторма здесь удалось сделать лишь два пересечения полосы нарушений. Вместе с тем большое количество подводных фотоснимков, выполненных на склонах и вершине юго-восточно обрамляющего хребта, значительно облегчают интерпретацию структуры, рельефа и геологических образований на дне. Так же, как и Вима, разлом Арго прослеживается на протяжении около 250 миль, однако максимальные глубины здесь значительно меньше – 5000–5035 м. Большое значение приобретают поперечные нарушения, связанные с рифтами Аравийско-Индийского хребта.

**Построение полигона.** Детальные работы были сосредоточены на участке дна, имеющем в плане форму прямоугольника со сторонами  $58 \times 19$  миль и площадью 1102 кв. мили. Длинная ось прямоугольника приблизительно совпадает с тальвером разломного ущелья. Углы полигона имеют координаты: 1)  $13^{\circ} 10'$  ю.ш.,  $66^{\circ} 40'$  в.д., 2)  $13^{\circ} 25'$  ю.ш.,  $66^{\circ} 51'$  в.д., 3)  $14^{\circ} 00'$  ю.ш.,

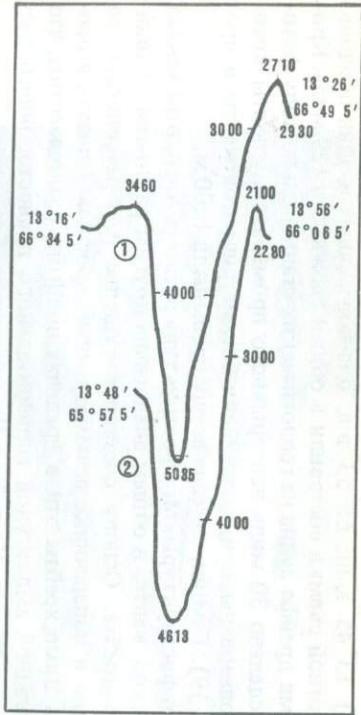
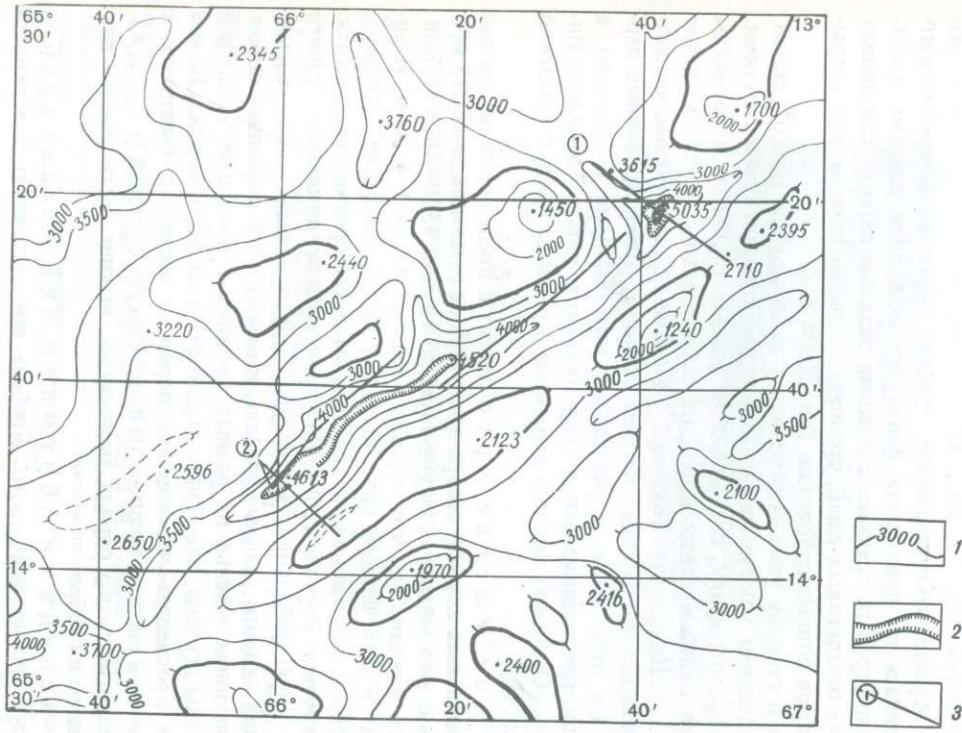


Рис. 19. Зона разлома Арго. Схема бариметрии и поперечные профили разломного ущелья с обрамляющими хребтами  
Положение профилей показано на схеме под номерами в кружках; 1 – изобаты через 500 м; 2 – участки максимальных глубин разломного  
ущелья; 3 – галсы эхометрической съемки

$66^{\circ}04,5'$  в.д., 4)  $13^{\circ}45'$  ю.ш.,  $65^{\circ}53'$  в.д. Два поперечных и один продольный галсы эхолотной съемки составили в общей сложности 129 миль. Кроме того, во время дрейфа судна на геологических станциях и по ходу фоторазрезов было сделано 30 миль непрерывного промера, результаты которого были использованы при составлении батиметрической карты и профилей дна (рис. 19). Глубины океана всюду превышали 1200 м.

**Элементы морфоструктуры.** Морфоструктура разлома Арго, отраженная на батиметрической карте, в общем аналогична другим разломам Аравийско-Индийского хребта. Основу составляет ущелье и обрамляющие его хребты, имеющие в поперечнике асимметричный профиль. Однако, в противоположность Виме хребты эти в пределах полигона разновысотны, что объясняется большой амплитудой горизонтального правостороннего расхождения смежных блоков Аравийско-Индийского хребта.

Юго-восточный обрамляющий хребет самый высокий в полосе тектонических нарушений. Его гребень на северо-востоке полигона достигает отметки 1240 м. Видимо, к этому месту в данном блоке подходит ось Аравийско-Индийского хребта. Вершина обрамляющего хребта изобразилась на подводных фотографиях в виде пологих пространств фораминиферовых осадков с четкими знаками ряби от придонных течений, а также базальтовых глыб, частично прорывающих своими острыми гранями покровы донных отложений (рис. 20, а, б, д, е, з).

От вершины в сторону ущелья спускается очень крутой, до  $20^{\circ}$ , склон, осложненный местами узкими ступенями с наклонными поверхностями. На подводных фотографиях, сделанных на разных глубинах, ясно видны зоны дробления вулканических пород из остроугольных глыб базальтов (см. рис. 20, в, г). На пологом (около  $2^{\circ}$ ) внешнем склоне обрамляющего хребта прослеживаются грядовые формы рельефа, ориентированные перпендикулярно по отношению к разлому, с которым они не связаны, а обусловлены, скорее подвижками в сторону от оси рифта Аравийско-Индийского хребта. Особенно хорошо выражена в рельефе гряда с отметкой 2100 м (см. рис. 19).

Разломное ущелье Арго имеет в пределах полигона две области максимальных глубин: северо-восточную, с отметкой дна 5035 м, и более обширную юго-западную, опущенную до глубин 4520–4613 м. Контуры последней извилистые, что хорошо отражает изобата 4500 м. Извилистый контур в смягченном виде имеют и более "высокие" изобаты, вплоть до гребней обрамляющих хребтов, на всем протяжении ущелья. Видимо, на крутых бортах ( $15$ – $20^{\circ}$ ) происходили локальные сдвиги микроблоков коры небольшой амплитуды, обусловившие также весьма характерные для данного разлома развалы и осыпи глыб коренных пород.

На обоих склонах ущелья на разных уровнях с помощью эхолотной съемки выявлены ступени, нашедшие отражение и на фотографиях. На них также удается проследить чередование пород, в частности базальтов, с жилами долеритов и рыхлых осадков на поверхностях ступеней (рис. 20, ж). По данным геологического отряда экспедиции, нижние части ущелья слагают серпентиниты и габбро.

Северо-западный обрамляющий ущелье хребет несколько ниже противоположного. Гребень его отстоит от поверхности океана на 1450–1700 м, и склон, обращенный к ущелью, соответственно

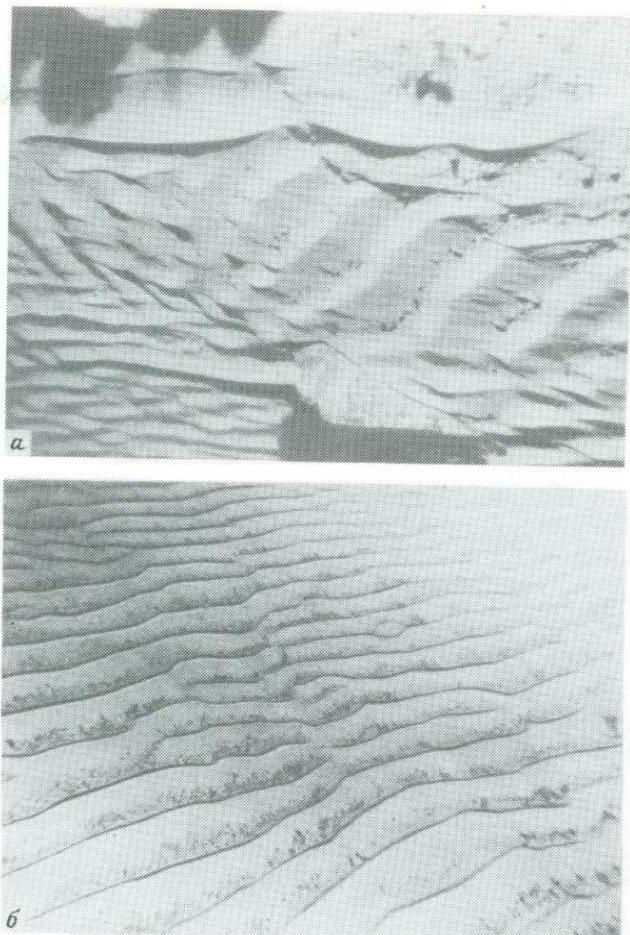
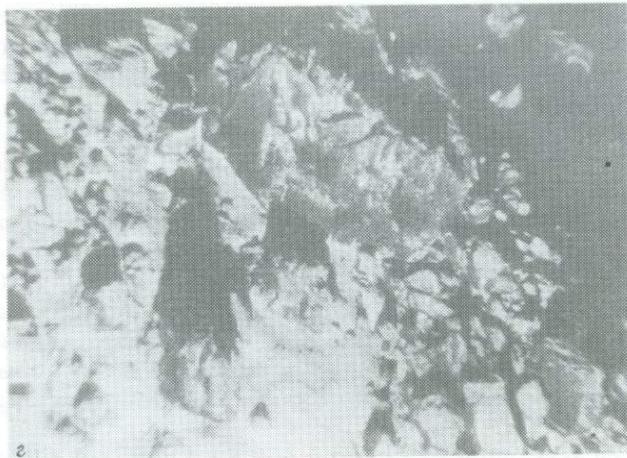


Рис. 20. Зона разлома Арго. Подводные фотографии юго-восточного обрамляющего хребта и склона разломного ущелья (дрейфовые фоторазрезы на станциях 2170 и 2183)

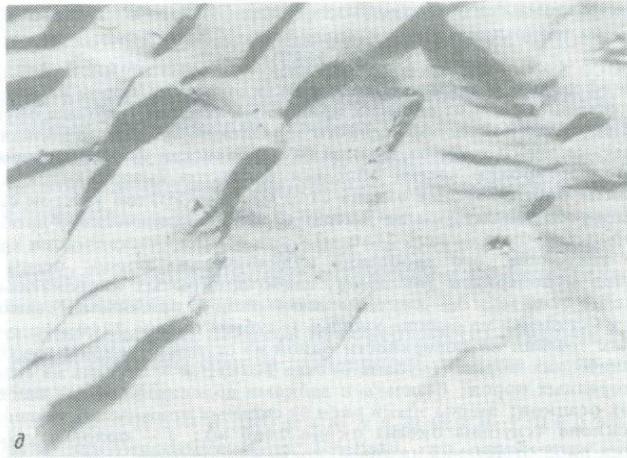
*a* – фораминиферовые осадки и обломки вулканических пород на вершине хребта; видны две генерации ряби от сильных придонных течений (глубина океана 2120 м); *б* – пологий участок склона, обращенного к разломному ущелью вблизи гребня хребта; видны четкие знаки ряби от течений на поверхности фораминиферовых осадков (в результате сортировки частиц обломки базальтов скапливаются в понижениях между гребнями рябей, глубина океана 2140 м); *в* – крутой участок склона хребта, обращенного к разломному ущелью; верхняя зона тектонического дробления вулканических пород (глубина океана 2160 м); *г* – средняя часть склона хребта; вторая сверху зона тектонического дробления вулканических пород; осыпь из крупных глыб базальтов и долеритов (из даек), слабо прикрытых карбонатными осадками (глубина океана 2240 м); *д* – крупные знаки ряби от прижимных течений на поверхности одной из ступеней на склоне ущелья (глубина океана 2240 м); *е* – знаки ряби от прижимных течений на поверхности одной из ступеней; видны выступающие вершины вулканических пород (глубина океана 2250); *ж* – ступень на склоне ущелья; обнажение коренных пород; базальты с дайками долеритов уходящих под покровом фораминиферовых осадков; видны знаки ряби от сильных прижимных течений, направленных вдоль склона (глубина океана около 2460 м); *з* – пологий участок склона ущелья; знаки ряби от течений на поверхности карбонатных осадков; видны глыбы и мелкие обломки базальтов (глубина океана 2630 м)



б

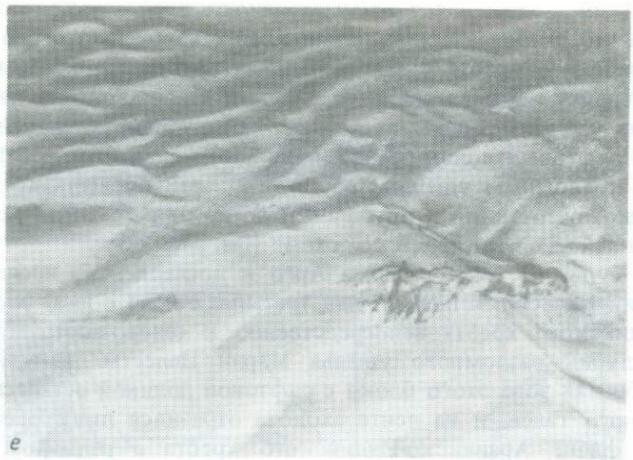


г



д

Рис. 20 (продолжение)



е



ж



з

Рис. 20 (окончание)

более короткий. Создавшаяся асимметричность всей зоны разлома объясняется тем, что наиболее приподнятый край северо-западного блока Аравийско-Индийского хребта с еще меньшими глубинами благодаря правостороннему сдвигу оказывается смещенным к северо-востоку на 70 миль, т.е. выходит уже за пределы полигона. Здесь, однако, сохранилась одна из древних рифтовых долин осевой зоны блока главного хребта, которая на стыке с разломным ущельем рассекает склон обрамляющего хребта, образуя резко очерченный и опущенный до глубины 5035 м участок дна, хорошо видный на батиметрической схеме (см. рис. 19).

Переход судна от зоны разлома Арго к последней из исследованных зон — Марии Целести — прошел над третьим, считая с юга, блоком Аравийско-Индийского хребта непосредственно к северо-восточной области больших глубин разломного ущелья Марии Целести. Таким образом, осевая гребневая зона этого блока с рифтовой долиной осталась к западу от промерного галса, и на ленте эхолота отразился лишь расщепленный восточный фланг Аравийско-Индийского хребта с рельефом крупных глыб и валообразных поднятий, вытянутых в основном параллельно протиранию хребта.

### *Зона разлома Мария Целеста*

Последняя к югу зона трансформных нарушений Аравийско-Индийского хребта, исследованная в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев", — разлом Мария Целеста, названный так по имени одной из участниц 24-го рейса "Гломар Челленджера" геолога Марии Целести Энгель, — имеет нескользко меньшую протяженность — всего 130 миль, однако вертикальное расщепление данной морфоструктуры по-прежнему остается очень большим. Благоприятные погодные условия способствовали здесь проведению весьма детальных геологических и геофизических работ.

**Построение полигона.** Как и на предыдущих разломах, для успешного проведения всего комплекса работ был выбран участок с наибольшим контрастом глубин между дном разломного ущелья и вершинами обрамляющих хребтов, имеющий в плане форму длинного прямоугольника со сторонами 104 × 8,5 мили и с углами, находящимися в координатах: 1)  $16^{\circ}45'$  ю.ш.,  $67^{\circ}00'$  в.д., 2)  $17^{\circ}01'$  ю.ш.,  $67^{\circ}10'$  в.д., 3)  $17^{\circ}55'$  ю.ш.,  $65^{\circ}40'$  в.д. и  $17^{\circ}39,5'$  ю.ш.,  $65^{\circ}30'$  в.д. В этих рамках площадь полигона составляет 1924 кв. мили. Глубины океана всюду более 1060 м.

Галсы эхометрической съемки и дрейфовые геологические разрезы 14 раз пересекли зону разлома в направлениях, близких к перпендикулярному, относительно оси разломного ущелья. Кроме того, на северо-востоке и юго-западе было сделано по одному галсу вдоль полосы тектонических нарушений. Общая протяженность галсов в зоне разлома составила 224 мили.

**Элементы морфоструктуры.** Морфоструктуру зоны разлома Мария Целеста образуют два хребта и заключенное между ними ущелье, нашедшее отражение на батиметрической схеме и профилях дна (рис. 21).

Юго-восточный обрамляющий хребт, резко асимметричный в поперечном сечении, достигает своим гребнем высших отметок на северо-востоке полигона — 1060–1500 м. Сюда же подходит гребневая зона примыкающего с юго-востока блока Аравийско-Индийского хребта.

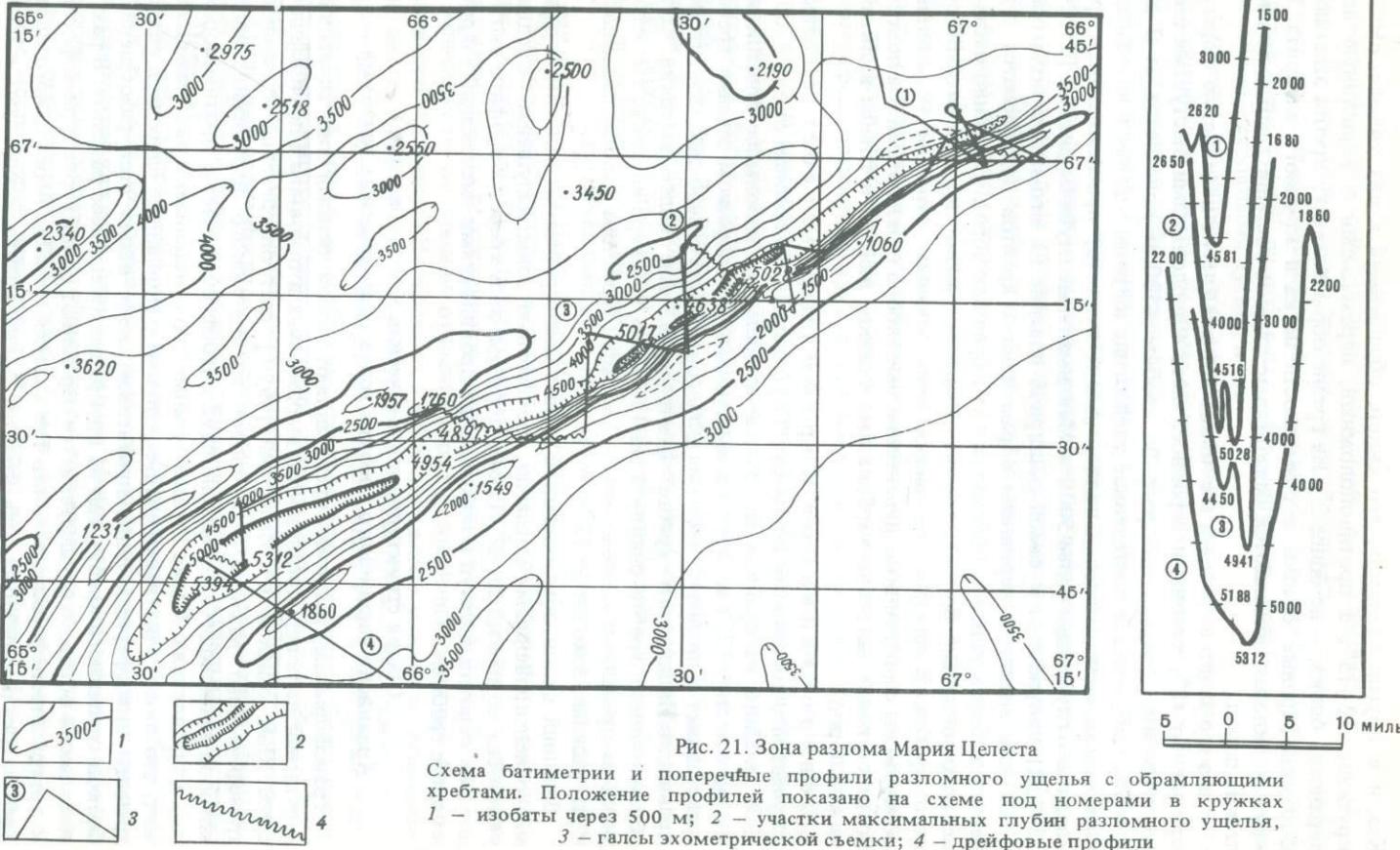


Рис. 21. Зона разлома Мария Целеста

Схема батиметрии и поперечные профили разломного ущелья с обрамляющими хребтами. Положение профилей показано на схеме под номерами в кружках 1 — изобаты через 500 м; 2 — участки максимальных глубин разломного ущелья, 3 — галсы эхометрической съемки; 4 — дрейфовые профили

Как и в других разломах, его склон, обращённый к дну ущелья, имеет крутизну  $12-15^{\circ}$ , а противоположный, переходящий в вершинную поверхность блока, — не более  $2^{\circ}$ . На гребне обрамляющего хребта залегают фораминиферовые осадки в размерности песка и крупного алеврита. В крутых склонах обнажаются базальтовые лавы и россыпи глыб вулканических пород.

Разломное ущелье имеет в плане слегка извилистую форму, крутые, до  $18^{\circ}$ , склоны и неровное, часто с продольными выступами или вогнутое дно, ширина которого по изобате 4500 м колеблется от 2 до 7 миль. Наблюдается постепенное увеличение ширины ущелья в юго-западном направлении. В осевой полосе (вдоль тальвега) прослеживаются три впадины с глубинами более 5000 м. Максимальные глубины ущелья (5312—5394 м) приурочены к самой обширной впадине на юго-западе полигона.

От дна впадин к вершинам обрамляющих хребтов поднимаются ступенчатые борта ущелья с обнажениями коренных пород. Особенно расчленен юго-восточный борт, являющийся одновременно склоном юго-восточного хребта. В нижних его частях геологическим отрядом экспедиции обнаружены серпентиниты, перекрываемые габбро и базальтами. На поверхности ступеней залегают карбонатные осадки, щебень и глыбы вулканических пород.

Северо-западный обрамляющий хребет несколько уступает юго-восточному по высоте. Глубины над его гребнем около 1700—1900 м. Лишь на крайнем юго-западе наблюдается небольшое повышение дна до отметки 1231 м. Этот асимметричный в поперечном сечении хребет представляет в пределах полигона фланговую часть северо-западного блока Аравийско-Индийского хребта. Центральная, еще более высокая часть обрамляющего хребта сдвинута на 180 миль к северо-востоку, т.е. находится за пределами исследованной площади. Крутизна склона, падающего к дну ущелья, доходит до  $15^{\circ}$ .

Внешний склон обрамляющего хребта слабо расчленен пологими грядами, ориентированными согласно простиранию зоны нарушений. Средний уклон его не превышает  $2^{\circ}$ . Таким образом, весь хребет в профиле выглядит как огромный уступ с небольшими проявлениями дислокаций взброса в полосе гребня.

#### Общая структурно-тектоническая характеристика Аравийско-Индийского хребта в зонах трансформных разломов

Трансформные разломы представляют собой особый тип сдвиговых нарушений на поверхности земли, выраженных в основном в деформациях среза. С.А. Ушаков с соавторами [1979] дает определение идеального трансформного разлома как линии тектонического нарушения, вдоль которой происходит скольжение двух литосферных плит в противоположных направлениях. Слово "трансформные" по отношению к разломам означает, что линии этих нарушений соединяют разорванные благодаря сдвигу границы литосферных плит, протягивающиеся вдоль осей разобщенных блоков срединного хребта, где не прекращается процесс раздвига. В разломах, таким образом, осуществляется переход от одной структурной формы к другой (трансформация) и все три участка границы — ось одного блока хребта, участок разлома, ось второго блока хребта — образуют в плане

коленчатую линию с двумя прямыми углами. Как указывает Уилсон [Wilson, 1965], трансформные разломы могут соединять не только отдельные блоки срединно-океанских хребтов (разломы типа хребет–хребет), но и другие типы границ литосферных плит, например хребты с океанскими желобами, островными дугами и т.д.

Строение и морфология трансформных разломов неодинаковы по простиранию. В каждом разломе могут быть выделены участки более или менее интенсивно деформированные, с разной степенью дислокаций пород или их дробления. Выделяются активные и пассивные участки разломов. Под активными понимаются отрезки между гребнями (осями) разобщенных блоков срединного хребта, принявшие на себя на сравнительно коротком расстоянии роль границы между расходящимися плитами. Активные участки обладают наиболее сложным тектоническим строением, поскольку в каждом из контактирующих блоков хребта по обе стороны от их осей не прекращаются движения раскрытия, векторы которых противоположны общему направлению сдвига между блоками. Два пассивных участка каждого разлома, протягивающиеся по обе стороны центрального, активного, представляют древние границы плит на флангах срединного хребта. Геоморфологический анализ показывает, что в пределах этих участков отмечается более спокойный характер рельефа, обусловленный общим постепенным понижением дна (по кривой Склейтера), сопровождающимся увеличением мощности осадочного слоя и коры в целом. Ущелья здесь становятся более узкими, хотя глубины океана продолжают оставаться значительными, достигая местами 5600 м. Параллельные обрамляющие гребни надстроены иногда вулканическими пиками с отметками вершин 3300–3800 м. На восточном фланге Аравийско-Индийского хребта разломы, постепенно изгинаясь, приобретают строго северо-восточное простижение ( $45^\circ$ ), почти совпадающее с простижением разломов другого срединно-океанского хребта – Центрально-Индийского (рис. 22).

Геолого-геофизические полигоны в зонах трансформных разломов Вима, Арго, Мария Целеста выполнены исключительно в активных участках этих разломов. Их протяженность равна соответственно 14, 70 и 180 милям. В зависимости от степени относительного разобщения смежных блоков основного Аравийско-Индийского хребта разломные ущелья и обрамляющие их боковые хребты в разной степени асимметричны. Если оси противоположных блоков расположены на одной линии или слабо разведены, обрамляющие хребты на любом пересечении зоны нарушений будут иметь одинаковую высоту, а борта ущелий симметричны (разлом Вима). При более резком несовпадении осей гребень одного из блоков "упирается" во фланг противоположного, обусловливая общую асимметрию обрамляющих хребтов и разную крутизну склонов ущелья (разломы Арго и Мария Целеста).

Еще одна закономерность строения обрамляющих хребтов обнаруживается в зонах трансформных разломов: они обычно приподняты над поверхностями каждого блока главного хребта, т.е. оказываются как бы взброшенными вдоль его обрывистого торцевого края. Это наблюдается на всех пересечениях независимо от того, какая часть блока подступает в данном месте к зоне нарушения: фланговая или гребневая. По существу, эта приподнятость краев блоков позволяет нам выделять обрамляющие

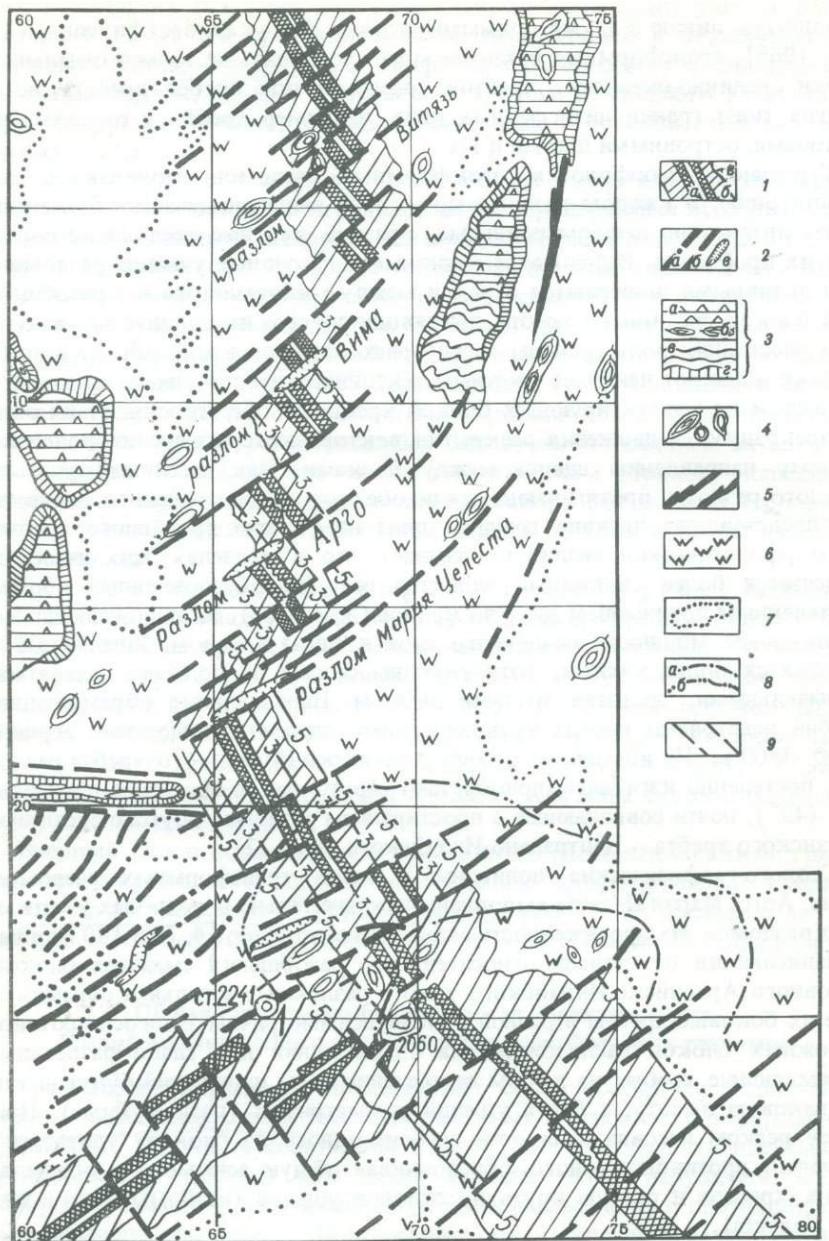


Рис. 22. Структурная схема дна западной части Индийского океана

1 — срединно-океанские хребты (мобильные конструктивные пояса на границах литосферных плит): *а* — гребневые зоны с рифтовыми долинами, *б* — наклонные поверхности флангов с глыбовым расщеплением; 2 — отдельные крупные рифтовые долины—разломы в районах тройственного соединения хребтов; 2 — крупные трансформные разломы и зоны разломов (с обрамляющими хребтами): *а* — разломы древней системы спрединга, *б* — разломы более молодой системы спрединга, *в* — отдельные крупные разломные ущелья; 3 — асейсмичные хребты и плато: *а* — вулканические плато с корал-

хребты в качестве обязательного элемента морфоструктуры полосы нарушений.

Движение плит вдоль трансформных разломов в ряде случаев осложняются привнесением в сдвиг косо направленной компоненты растяжения или сжатия, что может происходить вследствие изменения положения полюса раскрытия. При наличии вектора растяжения поперечный профиль зоны разлома приобретает более симметричную форму, как, например, в разломе Романш в Атлантическом океане, и на дне ущелья появляются свежие излияния базальтовых лав (так называемые протекающие разломы). На участках, где присутствует компонента сжатия, поперечный профиль всей зоны нарушений, как правило, асимметричен и залегание пород резко нарушено. При этом максимальная амплитуда расщепления приходится опять-таки на активную часть разлома. В массивных же участках при общем уменьшении глубины ущелий стирается разница в высоте гребней, обрамляющих хребты, которые по мере удаления от оси основного хребта приобретают облик пологих уступов.

К типу, осложненному косо направленными подвижками, относятся все исследованные в 25-рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" разломы Аравийско-Индийского хребта: Вима, Арго, Мария Целеста и ряд безымянных, расположенных между ними разломов, в которых обнаружены значительные деформации в залегании пород. Неравномерный характер сжатия, а возможно, и смена условий сжатия и растяжения по ходу смещения полюса раскрытия послужили, видимо, причиной образования сложных структур рассланцевания и дробления пород, проявляющихся в виде горизонтально вытянутых зон на разных глубинных уровнях по склонам ущелий (см. подводные фотографии склонов разломных ущелий и хребтов, рис. 18 и 20). В разломе Вима обнаружена, в частности, мощная тектоническая брекция. В Тихом океане прекрасным примером разлома с преобладанием компоненты сжатия является гигантский разлом Хизена в системе трансформных нарушений Элтанин с его исключительно контрастным рельефом и "обращенным" залеганием пород по разрезу [Кашинцев, Фрих-Хар, 1978; Живаго, 1983].

Зоны трансформных разломов отличаются огромными амплитудами рельефа. Дно ущелий располагается нередко на глубинах океана более 6 км (в разломе Романш – 7865 м), тогда как вершины обрамляющих хребтов отстоят от уровня океана всего на 1,5–3,0 км. В разломе Хизена обнаружена наклонная стена, поднимающаяся от дна ущелья глубиной 5960 м до отметки 662 м на гребне обрамляющего хребта. Перепад глубин океана здесь, на протяжении 8 миль по горизонтали, составляет 5298 м.

←  
ловыми надстройками, б – вулканические хребты с отдельными выступающими вершинами в зонах разломов, в – островные плато с коралловыми рифами, г – крутые склоны и краевые эскарпы; 4 – отдельные крупные вулканические массивы; 5 – океанские желоба-разломы; 6 – глыбово-вулканические поверхности (холмистые равнины) на периферии океанических котловин с малыми мощностями осадочного покрова (поверхности глыбового дробления пород фундамента); 7 – абиссальные равнины океанических котловин с повышенными мощностями осадочного покрова; 8 – контуры районов максимального тектонического расщепления дна и ареалы распространения донных отложений с повышенным содержанием рудных компонентов: а – районы особо контрастного расщепления с отложениями, наиболее обогащенными рудным веществом (модель более 50); б – районы меньшей амплитуды расщепления дна с отложениями, менее обогащенными рудным веществом (модуль 25 и более); 9 – линейные магнитные аномалии и их номера

На всех срединных хребтах структурная картина осложняется еще и тем, что на любом пересечении трансформного разлома на двух противоположных блоках хребта обнаруживается превышение одного крыла разлома над другим, поскольку в каждом створе линия сдвига разделяет разные по возрасту и высоте участки хребта, например гребень или участки флангов, по-разному удаленные от оси спрединга. Так, в разломе Вима, даже при разобщении смежных блоков всего на 14 миль, превышение южного обрамляющего хребта над северным составляет 445 м (см. батиметрическую карту разлома, рис. 17).

По геологическим разрезам склонов разломных ущелий и обрамляющих хребтов четко выявляется типичное для океанов строение коры: от гипербазитов внизу через габбро и долериты до базальтовых лав наверху. Как отмечает Бонатти, ссылаясь на пример Вимы, отклонения от нормального разреза иногда выражаются в том, что глубинные породы, например серпентиниты, могут обнажаться в виде протрузий вплоть до вершин обрамляющих хребтов [Bonatti, 1976]. Однако экспедицией на НИС "Дмитрий Менделеев" в 1980 г. обычна последовательность пород океанической коры: ультрабазиты, габбро, базальты — отмечена в обнажениях всех разломов, в том числе Вимы.

Геофизические исследования последних лет дали очень много для понимания природы крупных нарушений земной коры в хребтах срединно-океанского типа. Данные измерения силы тяжести показывают, что большинство трансформных разломов находится в состоянии изостатического равновесия. Аномалии Фая над дном разломных ущелий, где наблюдается недостаток масс, характеризуются отрицательными значениями до 80 мгаль, тогда как над обрамляющими хребтами, где массы избыточны, они, как правило, положительны — 50–10 мгаль [Ушаков и др., 1979].

По данным сейсмических исследований, мощность коры в зонах разломов обычно оказывается меньшей по сравнению с соседними океанскими котловинами: 2–3 км против 5–6 км. Уменьшение мощности происходит в основном за счет второго слоя, сложенного преимущественно базальтами [Detrick, Purdy, 1980]. Причина утонения базальтового слоя связана с разрушением тектоническими подвижками глубинных магматических резервуаров ("разрезанием" их разломами) и как следствие этого уменьшением объема расплавленных базальтов, поднимающихся по рифтовой щели срединных хребтов. При этом часть материала застывает внутри самого резервуара на большой глубине [Коган, Зоненшайн, 1983; Коган и др., 1985].

В разломах Аравийско-Индийского хребта картина несколько иная. На дне ущелий под маломощными осадками залегает слой со скоростями 4,4–5,5 км/с, имеющий мощность 2 км, а слой со скоростями 7,0–7,5 км/с — 7 и даже 11 км. Граница Мохо проходит на глубине около 9 км. Верхняя мантия разуплотнена; серпентиниты смешаны с нормальной корой [Непрочнов и др., 1969, 1972; Канаев, 1979]. Тепловой поток низкий на дне депрессий ( $0,6 \text{ мк}/\text{см}^2/\text{с}$ ) и повышенный на хребтах  $5,5 \text{ мк}/\text{см}^2/\text{с}$  [Langseth, Herzen, 1970; Herzen, Vacquier, 1966], что пока не находит объяснений.

Структурный анализ разломов и разобщенных блоков Аравийско-Индийского хребта свидетельствует о продолжающейся активности тектоничес-

ких процессов. Всюду отмечается исключительная свежесть форм рельефа. По данным Стовара, в полосе хребта концентрируются эпицентры землетрясений с магнитудой 6 и выше [Stover, 1966]. В тектоническом отношении это наиболее спокойная часть океана. Следствием частых и интенсивных сейсмических проявлений являются зоны дробления пород и пространства хаотического нагромождения глыб и обломков базальтов на дне ущелий и на склонах обрамляющих хребтов, часто не покрытых осадками. Все это отличает данный срединно-океанский хребет от других поднятий подобного типа.

Представление о возрасте Аравийско-Индийского хребта и характере горизонтальных движений дает анализ линейных магнитных аномалий, положительных на гребнях хребтов и отрицательных, до 650 гамм, в разломах и рифтах. Согласно Уилсону, время возникновения трансформных разломов и наращивание их в длину всегда должно отвечать началу раздвижения литосферных плит, т.е. времени зарождения всего срединно-океанского горного сооружения. Для Аравийско-Индийского хребта этот начальный этап соответствует возрасту крайней периферической магнитной аномалии № 5 (9,5 млн лет, поздний миоцен). После начала раздвига и по мере дальнейшего разобщения смежных блоков срединного хребта вдоль линии сдвига общая длина трансформного разлома прогрессивно увеличивалась за счет главным образом его активного отрезка, расположенного между гребневыми зонами двух расходящихся горных блоков.

Как было отмечено выше, структура и морфология активной части разлома всегда оказывается более сложной, поскольку напряжения горизонтального сдвига здесь с самого начала направлены противоположно векторам продолжающегося спрединга. Что же касается косо направленных напряжений сжатия и растяжения на этом первом этапе "жизни" разлома, то они еще не сказываются в полной мере, поскольку вызывающее их смещение полюса раскрытия произошло к этому моменту на незначительную величину.

Начиная с конца миоцена спрединг Аравийско-Индийского хребта приобретает уже достаточное развитие, о чем можно судить по тому, что магнитные линеации 5-го номера на флангах хребта, разорванные разломами, отодвинуты от современных осей каждого блока на 90–100 миль. Полутемп спрединга за период 9,5 млн лет составляет, таким образом, в среднем 1,9 см/год. Размеры горизонтальных сдвигов в южной части Аравийско-Индийского хребта, исключительно правосторонних, легко устанавливаются по разрывам магнитных аномалий. Они прогрессивно увеличиваются с севера на юг и составляют для разломов Вима, Арго и Мария Целеста 14–20, 70 и 180 миль соответственно.

Магнитные аномалии 3-го номера (5 млн лет, плиоцен), протягивающиеся вдоль флангов всех блоков срединного хребта, отделены от его гребня параллельными полосами гористого рельефа, шириной около 50 миль. Соответственно полутемп отодвигания флангов в стороны в этом временном промежутке замедлен до 1,8 см/год, т.е. на последнем этапе истории хребта наблюдается незначительное ослабление раздвига. Возрастные соотношения коры по обе стороны трансформных разломов достаточно сложны, поскольку вдоль разломов происходит непрерывное взаимное смещение разобщенных блоков срединного хребта, и, следовательно, противополож-

ные склоны разломного ущелья на любом пересечении всегда будут иметь различный возраст. Исключение составляет лишь одно пересечение в самом центре активного отрезка, где друг против друга оказываются одновозрастные участки разных флангов разошедшихся блоков.

### Процессы дезинтеграции пород в разломах

Как было установлено при работах Института океанологии АН СССР в Тихом океане, распространность металлоносных осадков строго подчинена закономерностям тектонического строения океанского дна. Как правило, они бывают приурочены к областям нарушений земной коры, т.е. местам, где облегчен выход на поверхность дна гидротерм и где процессы взаимодействия глубинного вещества с морской водой и грунтовыми растворами развиваются особенно активно. Отмечалось также, что оптимальные условия для подводного рудообразования создаются в местах, где сочетаются тектонические нарушения различных типов и возраста и где вследствие этого структурная картина дна существенно осложняется [Живаго, 1979]. Этим условием в значительной степени отвечают трансформные разломы Аравийско-Индийского хребта, особенно их активные участки, где благодаря тектоническим подвижкам разных типов и направлений создается сложная структурная обстановка. Аналогичные осложнения, по-видимому, имеют место и в рифтовых зонах разобщенных блоков срединного хребта.

По данным геологического отряда экспедиции 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев", в разломах отмечается высокая гидротермальная активность, вызывающая ряд изменений в породах третьего слоя. В ультрабазитах и породах меланжа обнаружена вторичная минерализация, вызванная воздействием термальных вод. Кроме того, отмечено активное образование железо-марганцевых корок на глыбах базальтов и подушечных лавах. Иными словами, привнос на дно различных соединений металлов, которые могли бы активно обогащать донные осадки, здесь, безусловно, имеет место. Вместе с тем тиpичные металлоносные осадки в разломах отсутствуют. Причину, видимо, следует искать в малом удельном значении самого вещества типично морских отложений, с которыми глубинное вещество могло бы взаимодействовать, и, напротив, в очень большом объеме поступающего грубого эдафогенного материала, погребающего рыхлые осадки.

Подводные фотографии, сделанные в разломных ущельях и на склонах обрамляющих хребтов, убедительно свидетельствуют об интенсивности процессов тектонического дробления пород, обломки которых (глыбы и щебень) перемещаются по склонам на более низкие уровни или в больших количествах скапливаются на дне ущелий. Разрушение пород происходит в результате подводного выветривания, размыва придонными течениями, но главным образом под влиянием сейсмических проявлений и активных чисто тектонических деструкций, вызывающих деформации сжатия и растяжения и как следствие этого – дезинтеграцию магматических пород, крупные фрагменты которых смещаются по склонам, препятствуя нормальному ходу осадконакопления на дне депрессий. При этом цикл химических преобразований, необходимый для накопления в осадках рудных

частиц, оказывается нарушенным. Судя по широкому развитию процессов дробления, можно предполагать, что деформации сжатия преобладают в разломах южной половины Аравийско-Индийского хребта, хотя для разлома Вима Бонатти отмечает подъем глубинных пород (серпентинитов) в виде протрузий вплоть до вершин обрамляющих хребтов, что, скорее, может иметь место при тенденции всей структуры к растяжению. Так или иначе активные участки разломов Вима, Арго и Мария Целеста оказываются неблагоприятными в отношении металлоносности. Грубообломочный материал буквально застилает дно ущелий, устрая всякую возможность накопления рыхлых мелкообломочных осадочных толщ.

Участки трансформных разломов, где горизонтальные сдвиговые перемещения масс сопровождаются деформациями расширения, а это большей частью один из пассивных участков, являются наиболее перспективными в отношении образования сульфидных руд в осадках, поскольку здесь на дне ущелий менее нарушен ход седиментационных процессов. Кроме того, на одном из флангов хребта всегда будет слабее проявляться компонента косо направленных напряжений в породах, вызываемых перемещением полюса раскрытия. К сожалению, из-за недостатка времени пассивные участки разломов в 25-м рейсе не обследовались.

В заключение следует обратить внимание на то, что все разломы Аравийско-Индийского хребта ориентированы с юго-запада на северо-восток, т.е. аналогично простиранию рифтов расположенного южнее Западно-Индийского хребта, которые они как бы продолжают. Можно предположить, что здесь имеет место структурное наложение нарушений разных типов и возраста. Важно подчеркнуть также, что направление правосторонних сдвигов по трансформным разломам Вима, Арго и Мария Целеста совпадает с "трассой" Индостанской литосферной плиты, начавшей свой путь на север в конце мелового периода и завершившей его в конце палеогена. Очень возможно, что сложные деформации Аравийско-Индийского хребта — изгиб его оси, распадение на блоки и последовательное смещение блоков вправо на северо-восток — были в какой-то степени предопределены этим движением Индостана, способствовавшим фрагментации хребта и увлекавшего за собой отдельные крупные блоки к северо-востоку. Резкий выгиб всего хребта к востоку в полосе экватора, где он наиболее приближен к Индии и где разломы достигают наибольшего развития, отражает, вероятно, максимум этого тяготения.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМОВ

Трансформные разломы, вспарывающие океанское дно до глубин 6000–7000 м, представляются важными для исследования геологическими объектами с нескольких точек зрения.

Прежде всего их многокилометровые крутые стенки являются естественными обнажениями пород, слагающих глубокие слои океанской коры. Действительно, со склона разломных ущелий поднимались гипербазиты, габбро, толеитовые базальты [Engel, Fisher, 1975; Bonatti, Honnorez, 1976], базальты со щелочной спецификой [Bonatti et al., 1979], нефелиновые габбро [Honnorez, Bonatti, 1970], железо-титановые габбро [Engel, Fisher, 1975]. С помощью подводных обитаемых аппаратов здесь установлен 2Б слой океанской коры, сложенной дайковыми образованиями [Агсуана, 1975]. В то же время в рифтовых долинах срединно-океанских хребтов обнаружаются только толеитовые базальты. Интересная особенность трансформных разломов – проявление в них протрузий серпентинитов [Bonatti, 1976; Лисицын и др., 1982], что свидетельствует о наличии здесь, наряду с горизонтальными движениями, вертикальных перемещений блоков океанской коры. Геологические исследования разломов основываются обычно на результатах драгировок, которые не дают точную привязку образцам, а поднимают обмоловочный материал с протяженных участков склонов и дна разломных ущелий. Отсюда вытекают противоречия в толковании имеющихся данных: одни исследователи [Bonatti, Honnozer, 1976; Bonatti et al., 1979] считают, что трансформные разломы вскрывают идеальный естественный разрез океанской коры и их можно рассматривать как своеобразные окна в океансскую литосферу, другие [Frache – teau et. al., 1976] полагают, что в этих зонах не вскрыт “стратиграфически правильный” разрез, а имеются отдельные интрузии и протрузии глубинного вещества в верхние уровни раздробленной коры.

Трансформные ущелья характеризуются специфичными условиями осадконакопления. В пределах активной части трансформных разломов образуется осадочная формация, отличная от других формаций Мирового океана. Активные тектонические подвижки способствуют поставке с бортов ущелья на его дно, наряду с пелагическим осадочным материалом, больших масс эдафогенного вещества. Источником эдафогенного вещества являются породы глубоких слоев океанской коры, не образующиеся, как правило, в пределах других структур океанского дна. Олистостромы, грязевые и турбидитные потоки в значительной степени определяют текстурные особенности осадочных образований. Эти образования характе-

ризует крайняя неравномерность распределения осадков, форма осадочных тел, определенная морфологией трансформных ущелий.

Выделение формации активной части трансформных разломов, описание ее специфического строения и состава представляется крайне важным для сравнительно-исторических (палеоокеанологических) построений.

Наконец, трансформные разломы представляются областями активного развития гидротермальных, возможно, рудных процессов.

Как указывалось ранее, с помощью забортных геологических приборов (прямоточных трубок, дночерпателей, трапов и драг) были опробованы три трансформных разлома Индийского океана: Вима, Арго и Мария Целеста.

Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в районах трансформных разломов Вима и Арго осуществлялось по стандартной методике, разработанной в Лаборатории сейсмических исследований ИО АН СССР [Мерклин и др., 1979]. Работы проводились на скорости судна 12–14 узлов при волнении 5–6 баллов. Для возбуждения упругих колебаний использовались пневмоизлучатель малого объема ПИ-0,3 (0,3 л), разработанный и изготовленный в ЮО ИО АН СССР Акентьевым Л.Г., и одноэлектродный электроискровой излучатель ("спаркер") мощностью около 20 кДж. Высокая скорость судна, неблагоприятные погодные условия и возможность использовать лишь маломощные излучатели отрицательно сказывались на качестве исследуемого материала. Для получения кондиционных

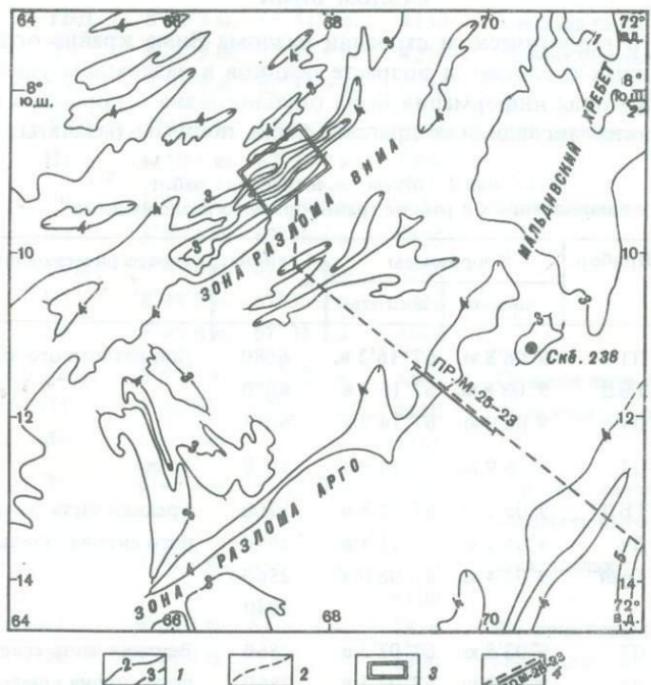


Рис. 23. Положение профилей и полигона НСП в районе трансформных разломов Аравайско-Индийского хребта

1 — изобаты, км [Геолого-геофизический атлас Индийского океана, 1975]; 2 — профили НСП 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев"; 3 — полигон НСП; 4 — профиль НСП М-25-23, приведенный на рис. 44

данных НСП была применена улучшенная конструкция приемной секции сейсмокосы повышенной чувствительности и помехоустойчивости. Основное отличие новой схемы группирования от стандартно применяемой заключалось в том, что вместо одиночных сейсмоприемников устанавливались по три последовательно соединенных пьезоприемника ПДС-7, их количество в группе, таким образом, увеличивалось до 126 шт. Абсолютная чувствительность подобной группы составляет 70–90 мкВ/мкбар, а соотношение сигнал/шум для отражения от дна на глубине 4–5 км на скорости судна 12–14 узлов при использовании пневмоизлучателей объемом 0,3 л – 12–15 дБ. Разрешающая способность применяемой методики НСП составляла: с использованием электроискрового излучателя 10–30 м, пневмоизлучателя – 50–80 м.

Общая протяженность профилей НСП, полученных в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в районе трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта, насчитывает 420 миль, из них 230 миль на полигоне в центральной части разлома Вима, 60 миль в восточной части разлома Арго и 130 миль на переходе между этими разломами. Положение профилей НСП показано на рис. 23.

## Г л а в а 1

### РАЗЛОМ ВИМА

Сведения о геологическом строении разлома Вима крайне ограничены. Никаких данных о составе и возрасте осадков в разломном ущелье Вима не было. Некоторая информация была опубликована о коренных породах. В американских экспедициях драгами были подняты базальты, диабазы,

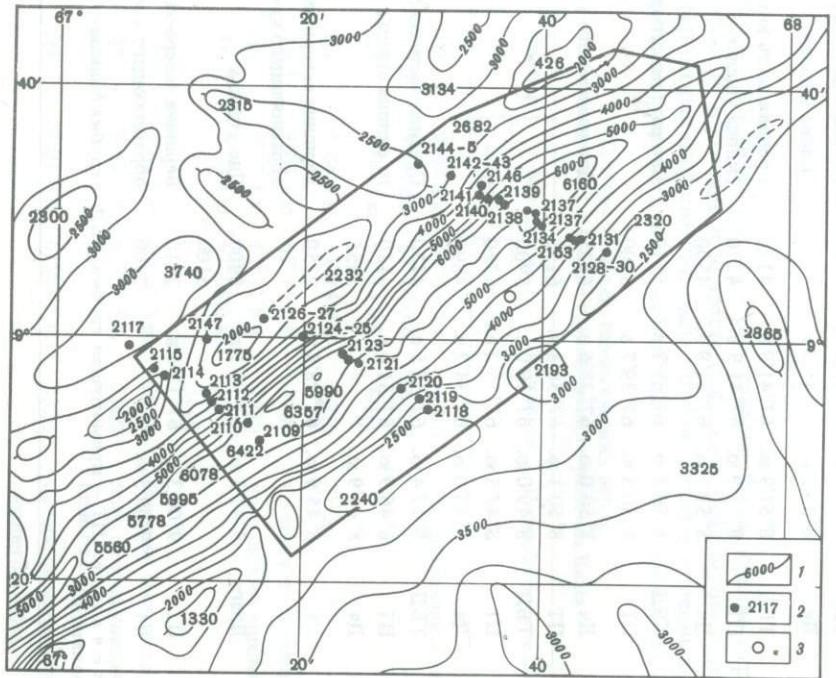
*Таблица 1. Объем геологических работ,  
выполненных в районе трансформного разлома Вима*

Станция	Прибор	Координаты		Глубина, м	Географическое положение
		широта	долгота		
2109-1	ПТ	9° 08' 8 ю.	67° 16' 3 в.	6080	Дно разломного ущелья
2109-2	ТБД	9° 08' 8 ю.	67° 16' 3 в.	6070	
2109-3	Дч	9° 06' 9 ю.	67° 14' 9 в.	6015	
2110	ПТ	9° 06' 9 ю.	67° 14' 9 в.	5070	То же
2111	ТБД	9° 05' 1 ю.	67° 11' 8 в.	3700	Средняя часть северо-запад-
2112	Дч	9° 05' 1 ю.	67° 11' 8 в.	1980	ного склона ущелья
2113	Трал	9° 03' 4 ю.	67° 08' 0 в.	2560– 2440	
2114	ПТ	9° 02' 8 ю.	67° 07' 3 в.	2560	Верхняя часть северо-запад-
2115	Дч	9° 02' 8 ю.	67° 07' 3 в.	2560	ного склона ущелья у вер- шины хребта
2117	Дч	9° 01' 0 ю.	67° 04' 5 в.	3320	Северо-западный склон обрам- ляющего хребта

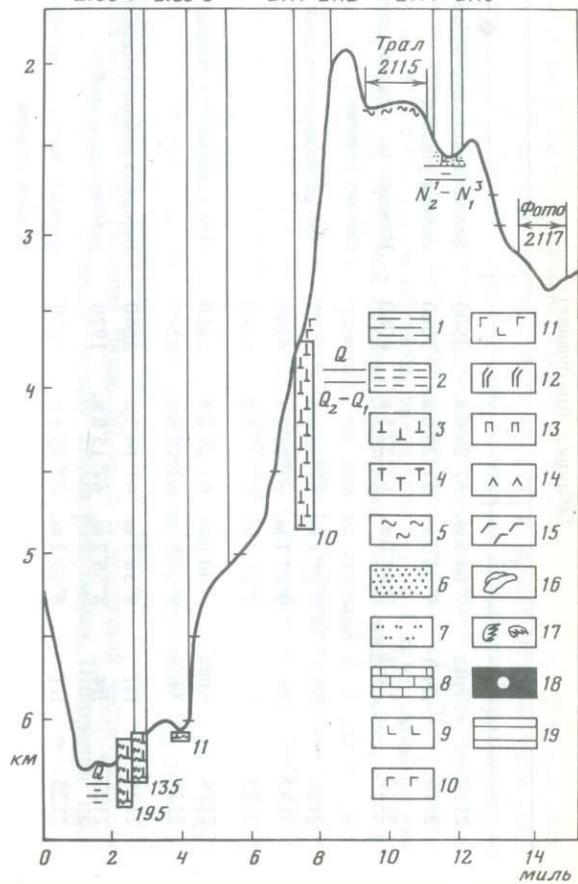
Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6
2118	Трал	9° 04'5 ю.	67° 28'6 в.	2500	Верхняя часть юго-восточного склона ущелья
2119	Дч	9° 04'5 ю.	67° 28'6 в.	3000	
2120	ТБД	9° 04'0 ю.	67° 27'5 в.	4080	Нижняя часть юго-восточного склона ущелья
2121	ПТ	9° 01'4 ю.	67° 23'6 в.	5570	Дно разломного ущелья
2122	Дч	9° 02'1 ю.	67° 24'2 в.	6140	
2123	ТБД	9° 01'4 ю.	67° 23'6 в.	6140	
2124	Трал	9° 00'0 ю.	67° 19'8 в.	5160	Дно разломного ущелья
2125	ТБД	9° 00'0 ю.	67° 19'8 в.	5140	
2126	ПТ	8° 58'3 ю.	67° 16'3 в.	2040	Вершина северо-западного обрамляющего хребта
2127	Дч	8° 58'2 ю.	67° 15'8 в.	1920	
2128	ПТ	8° 53'2 ю.	67° 45'3 в.	3020	Верхняя часть юго-восточного склона ущелья
2129	ТБД	8° 53'2 ю.	67° 45'3 в.	3220	Верхняя часть юго-восточного склона ущелья
2130	Дч	8° 53'2 ю.	67° 45'3 в.		
2131	ТБД	8° 51'9 ю.	67° 41'9 в.	4130	Средняя часть юго-восточного склона ущелья
2132	ПТ	8° 51'9 ю.	67° 41'9 в.	4270	
2133	Дч	8° 51'9 ю.	67° 41'9 в.	4500	
2134	ТБД	8° 50'5 ю.	67° 39'7 в.	5770	Дно разломного ущелья
2135	ПТ	8° 50'5 ю.	67° 39'7 в.	5900	
2136	Дч	8° 50'0 ю.	67° 38'6 в.	6135	Дно разломного ущелья
2137	ПТ	8° 50'1 ю.	67° 38'8 в.	6135	
2138	ТБД	8° 49'0 ю.	67° 36'0 в.	5900	
2139	ПТ	8° 48'5 ю.	67° 35'2 в.	5770	
2140	Дч	8° 48'0 ю.	67° 34'7 в.	4890	
2141	ТБД	8° 47'4 ю.	67° 32'5 в.	4470	Средняя часть северо-западного склона ущелья
2142	ПТ	8° 46'9 ю.	67° 31'6 в.	4110	
2143	Дч	8° 46'9 ю.	"	3355	
2144	Дч	8° 45'9 ю.	67° 28'8 в.	2250	Вершина северо-западного обрамляющего хребта
2145	Драга	8° 47'3 ю.	67° 33'1 в.	5900— 6100	Дно ущелья
2146-1	ПТ	9° 00'3 ю.	67° 11'4 в.	2810	Вершина северо-западного
2146-2	Дч	9° 00'3 ю.	"	2900	обрамляющего хребта

П р и м е ч а н и е. ПТ — прямоточная трубка, ТБД — трубка большого диаметра,  
Дч — дночерпатель.



ПТ ТБД дч ПТ ТБД дч  
2109-2 2110  
2109-1 2109-3 2111 2112  
ПТ дч  
2115  
2114 2116



габбро и гипербазиты. Однако при этом не было получено информации о пространственном соотношении этих пород.

Нами был обследован участок разлома Вима между  $67^{\circ} 16,3'$  в.д. и  $67^{\circ} 11,4'$  в.д. (рис. 24). На нем выполнено три дрейфовых разреза с забортными геологическими работами (рис. 25–27). Каждый разрез проводился по дрейфу судна с юго-востока на северо-запад, т.е. практически вкрест простирации разломного ущелья. Всего на полигоне Вима было выполнено 38 спусков геологических приборов. (табл. 1).

### Результаты непрерывного сейсмического профилирования

В центральной части трансформного разлома Вима отчетливо выражена узкая (менее 20 миль) линейная впадина (ущелье), глубиной свыше 6 км и протяженностью около 180 миль, ориентированная в северо-восточном направлении [Геолого-геофизический атлас Индийского океана, 1975]. На полигоне 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" отработано четыре поперечных профиля НСП, пересекающих борта и склоны впадины, и один продольный, протягивающийся по ее днищу вдоль подножия юго-восточного склона, что позволило изучить строение разлома Вима на участке протяженностью около 60 миль (рис. 28). Примеры записей НСП по этим профилям приведены на рис. 29.

В поперечном сечении форма впадины V-образная. Ширина ее днища меняется от 5 км на профиле I до 1 км на профиле II (см. рис. 28). На самом северо-восточном профиле IV склоны впадины в основании сходятся, образуя узкое ущелье. Максимальная глубина (около 6,2 км) отмечена на профиле I. В северо-восточном направлении днище сначала плавно, а между профилями III и IV резко поднимается до отметки 5 км. Осадочный покров в днище ущелья развит фрагментарно. На поперечных пересечениях установить его мощность не удается. На отдельных участках профиля V мощность стратифицированных осадков достигает 0,3–0,4 км. Они заполняют локальные впадины между выступами фундамента высотой

Рис. 24. Геологическая изученность разлома Вима

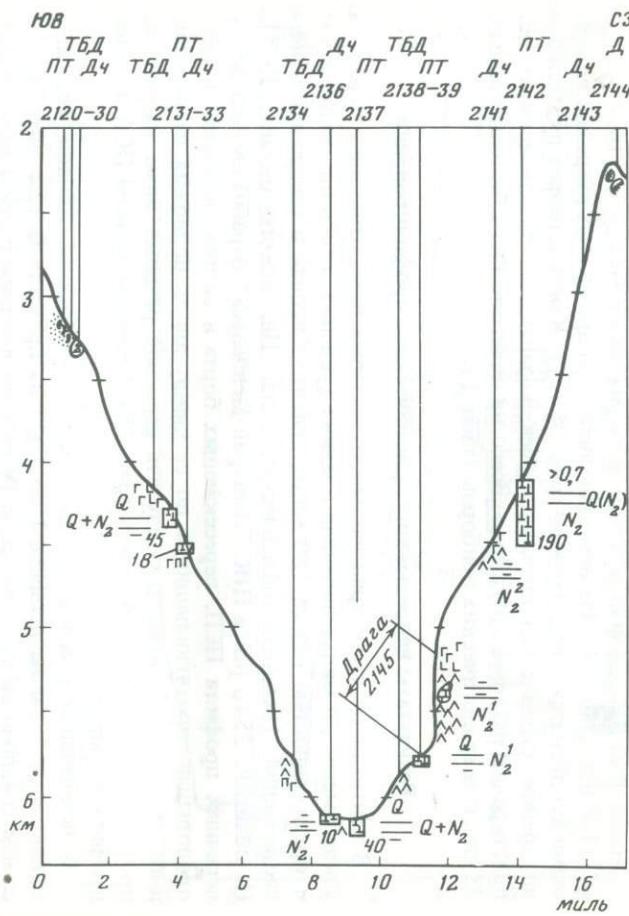
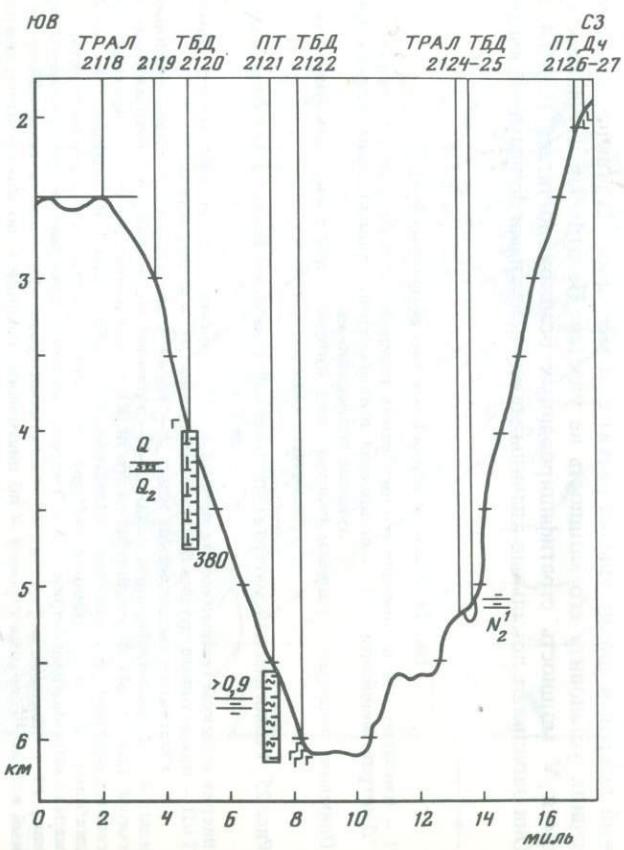
1 – изобаты; 2 – положение геологических станций, выполненных в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев"; 3 – положение геологических станций, выполненных предыдущими экспедициями

Прямыми линиями ограничен участок, для которого построена схематическая геологическая карта

Рис. 25. Геологический материал, полученный в разломе Вима на дрейфовом профиле I–I

Вверху индексы геологических приборов: ПТ – прямоточная трубка малого диаметра, ТБД – прямоточная трубка большого диаметра, Дс – дночертатель

1 – abiогенные пелагические илы; 2 – то же, с цеолитами; 3 – наннофосилиевые илы; 4 – фораминиферовые осадки; 5 – кремнистые осадки; 6 – маломощная присыпка (до 20 см) фораминиферового песка на скальном грунте, 7 – прослой эдафогенных осадков; 8 – обломки известняков; 9 – базальты; 10 – габбро; 11 – габбродиабазы; 12 – пегматоидное габбро; 13 – пироксениты; 14 – серпентиниты; 15 – железо-марганцевые корки; 16 – гидротермально измененные тектонические брекчии; 17 – обломки кораллов; 18 – скальный грунт; 19 – максимальный определенный возраст (верхняя строчка – по диатомеям, средняя – по кокколитам, нижняя – по фораминиферам)



до 0,7 км и маломощным покровом перекрывают вершины последних. Осадки на всю мощность разбиты сбросами амплитудой до 0,1 км.

Средняя крутизна склонов в падиы 25–30°, максимальная высота (около 4 км) отмечена на профиле I, на северо-восток она сокращается до 2,2 км (профиль IV). Слоны представляют собой чередование крутых, местами отвесных уступов с узкими террасами, где залегают осадки, мощность которых определяется первыми десятками метров, а в пределах относительно широкой террасы в средней части юго-восточного склона (профиль IV) мощность стратифицированных осадков достигает 0,5 км. На большинстве профилей отмечена обособленность нижней части склонов, подобная отмеченной ранее для расположенной севернее зоны разлома Витязь [Канаев, 1979].

С обеих сторон впадину разлома Вима окаймляют хребты, возвышающиеся над дном более чем на 1 км, из которых северо-западный хребет выше юго-восточного на 0,1–0,2 км. Узкие гребни хребтов лишены осадочного чехла, но по мере удаления от впадины на их склонах появляется практически сплошной покров акустически прозрачных осадков мощностью до 0,1 км. Во впадинах ("карманах") у подножия этих хребтов развиты осадки мощностью до 0,7 км, в верхней части горизонтально-слоистые, в нижней – деформированные, что хорошо видно на профиле I (см. рис. 28). Разделяющая эти два слоя отражающая граница по аналогии со скв. 238 (см. рис. 23) предположительно датируется средним миоценом [Fisher et al., 1974].

Наличие относительно мощных осадков в днище впадины разлома Вима, выявленных в результате полигонной съемки НСП, может свидетельствовать об относительно древнем заложении изученной впадины и, следовательно, самого разлома Вима. Для приблизительного определения возраста этих отложений можно использовать лишь данные скв. 236, пробуренной в 600 милях северо-западнее полигона (расположенная гораздо ближе скв. 238 находится на склоне Мальдивского хребта на глубине менее 3 км, в связи с чем для ее разреза свойственны высокие скорости карбонатного осадконакопления), в которой среднее значение скорости осадконакопления за неоген составляет 11 м/млн лет [Fisher et al., 1974]. Если допустить, что отложения, развитые в днище впадины, поступали с площади в 3–4 раза превосходящей площадь последней (за счет склонов), то для накопления слоя мощностью 0,3–0,4 км потребуется от 9 до 18 млн лет. Таким образом, предположительно образование впадины происходило в течение среднего миоцена. Наряду с этим раздробленность осадков в пределах самой впадины указывает на активные тектонические процессы, развивающиеся вплоть до настоящего времени, в то время как на бортах с серединой миоцена накапливаются горизонтально-слоистые недеформированные отложения.

Рис. 26. Геологический материал, полученный в разломе Вима на дрейфовом профиле II-II

Условные обозначения см. на рис. 24

Рис. 27. Геологический материал, полученный в разломе Вима на дрейфовом профиле III-III

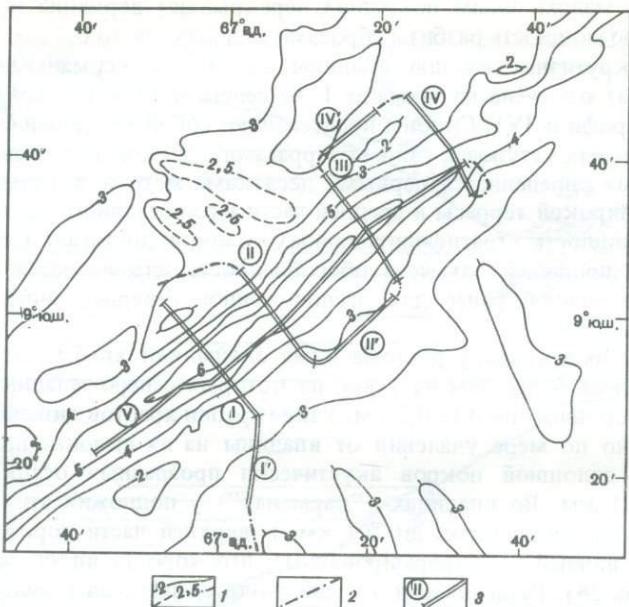


Рис. 28. Положение профилей НСП на полигоне в зоне разлома Вима. Рельеф дна по А.В. Живаго (упрощено)

1 – изобаты, км; 2 – профили НСП; 3 – профили НСП, приведенные на рис. 29

### Магматические породы

В пределах исследуемого участка разлома Вима между  $67^{\circ} 16' 3''$  и  $67^{\circ} 11' 4''$  в. д. было выполнено три дрейфовых разреза, на которых выполнено 38 спусков геологических приборов, а также драгирование на ст. 2145. Рассмотрим типы магматических пород, поднятых на различных станциях.

На первом дрейфовом разрезе с глубины 3700 м (ст. 2111) поднят обломок (в диаметре 3 см) крупнозернистого габбро, заключенный в пегитово-карбонатном иле на расстоянии 195 см от забоя. Минералы, слагающие габбро, имеют в среднем размеры  $5 \times 1$  мм и представлены плагиоклазом, составляющим 50–60% объема породы, и темноцветными – оливином и пироксенами. Оливины присутствуют в виде единичных идиоморфных зерен, частично замещенных агрегатом вторичных минералов. Призматические зерна плагиоклаза слабо зональны и в ряде случаев замещены агрегатом сосюрита. По отдельным зернам методом симметричного угасания определен состав плагиоклаза – андезин № 40. Среди пироксенов преобладают зерна моноклинного пироксена, внутри которых иногда отмечаются включения ромбического. По отношению к плагиоклазу моноклинный пироксен ксеноморфен. Структура породы гипидиоморфно-зернистая, характеризуется более ранней кристаллизацией плагиоклаза по отношению к моноклинному пироксену. С верхних горизонтов разломного ущелья на этом дрейфовом разрезе, например с глубины 2560 м (ст. 2115, северный склон разломного ущелья), были подняты мелкие обломки ба-

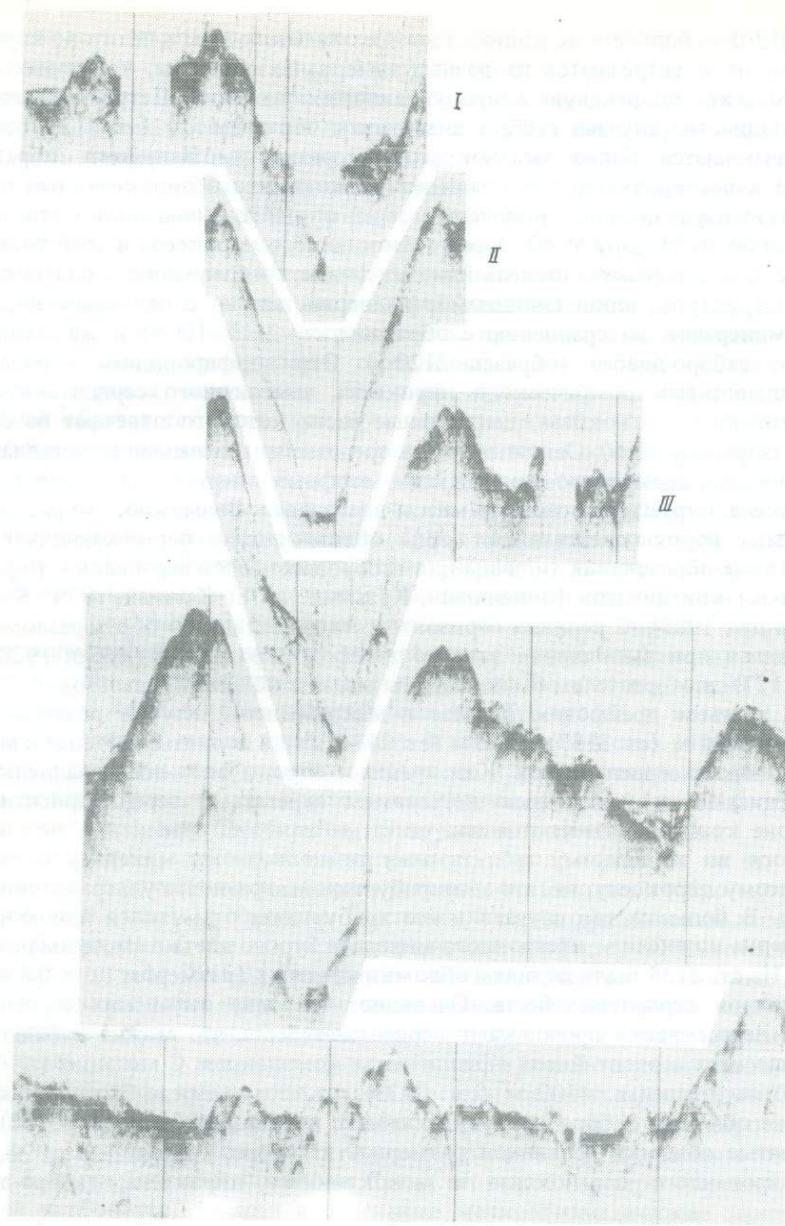


Рис. 29. Примеры записей НСП на полигоне в зоне разлома Вима  
Положение профилей показано на рис. 28

зальтовых стекол, отвечающих по составу типичным океанским базальтам.

На втором дрейфовом разрезе с максимальной глубиной 6140 м (ст. 2123) поднято несколько обломков среднезернистого габбро, а с глубины 4080 м

(ст. 2120) – большое их количество. Все они заключены в пелитово-карбонатный ил и встречаются на разных интервалах колонки, что позволяет предполагать оползневую природу данного обнажения. Петрографически в большинстве случаев габбро аналогичны образцам 2111 и 2123, однако встречаются более меланократовые разности. Например, образец 2120-3 характеризуется преобладанием моноклинного пироксена над плагиоклазом, увеличением количества зерен оливина, а плагиоклаз отвечает по составу лабрадору № 60. Зерна моноклинного пироксена в этой породе имеют более высокую степень идиоморфизма по сравнению с плагиоклазом. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, но с отличным порядком минералов по сравнению с образцом ст. 2111. На этой же станции поднят габбро-диабаз (образец 2120-5). Это порфировидная порода с вкрапленниками ромбического пироксена, замещенного серпентинитом, и зонального плагиоклаза, центральные части которого отвечают по составу лабрадору № 60. Основная масса представлена мелкими кристаллами плагиоклаза, скематизированными ксеноморфными зернами моноклинного пироксена. Структура основной массы диабазовая. Возможно, что рассматриваемые породы представляют собой обломки даек, пересекающих габбро. Такие образования типичны для габбровых членов ассоциаций (офиолитовых) континентов [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Колман, 1979; Кузьмин и др., 1983]. С верхних горизонтов северо-западного борта разломного ущелья при выполнении второго дрейфового разреза с глубин 1920 м (ст. 2127) дночерпателем были подняты мелкие обломки базальтов.

На третьем дрейфовом разрезе с максимальных глубин разломного ущелья 6135 м (ст. 2137), 5900 м (ст. 2134) были подняты крупные и мелкие обломки серпентинитов. Как правило, породы сложены параллельно-волокнистым и параллельно-шестоватым агрегатами зерен серпентина, на фоне которых отмечаются пластинчатые агрегаты серпентина, развивающиеся по первичному таблитчатому темноцветному минералу – ромбическому пироксenu, т.е. это апогардбургитовые разности ультраосновных пород. В большинстве случаев в апогардбургитах отмечаются идиоморфные зерна шпинели – изотропного минерала бурого цвета с высоким рельефом. На ст. 2138 были подняты обломки крупных (размером 1,5 × 0,5 см) кристаллов серпентин-асбеста. Очевидно, что тела океанских серпентинитов пересекаются прожилками серпентин-асбеста, что можно наблюдать и в массивах серпентинитов офиолитовых комплексов. С меньших глубин разломного ущелья, 4500 м (см. 2133), на этом разрезе были подняты мелкие обломки габбро и пироксенитов, с глубины 4130 м (ст. 2131) – угловатые обломки гравийной размерности габбро, состоящего из сосудитизированного плагиоклаза и моноклинного пироксена, габбро-диабазов.

Наиболее крутой уступ около дна ущелья в интервале глубин 5800–5400 м (ст. 2145) был продрагирован. Драгой было поднято около 300 кг обломков коренных пород размером от 2–3 до 60–70 см в поперечнике. Форма обломков угловатая; среди них отмечаются в различной степени серпентизированные и тектонизированные гипербазиты, единичные обломки представлены породами расслоенного комплекса (меланократовые габбро и пироксениты).

Даже наиболее свежие разности гипербазитов на 70–90% сложены сер-

пентином, и отмечаются только отдельные остатки зерен оливина и рудного минерала — шпинели. В ряде случаев на фоне мелкозернистого сетчато-решетчатого агрегата серпентина наблюдаются редкие достаточно крупные (до 3 мм) обособления пластинчатого серпентина, образующего агрегаты по ромбическому пироксену (bastite), что позволяет рассматривать серпентиниты в качестве апогарцбургитов. Это подтверждается данными силикатного анализа, по которым сумма окислов магния и железа в серпентинитах в пересчете на безводный остаток составляет 50–52%, а среди нормативных минералов присутствуют как оливин, так и гиперстен. Многие образцы несут следы интенсивной тектонической раздробленности: в породах присутствуют многочисленные прожилки выполненных тонкопластинчатым агрегатом зерен серпентина, в некоторых образцах отмечаются зеркала скольжения. Большой интерес представляет поднятый драгой образец тектонической брекчии размером  $0,5 \times 0,6 \times 0,7$  м, имеющий неправильные угловатые ограничения. Судя по высоким нагрузкам на динамометре лебедки, брекчия была оторвана от коренного обнажения. Она на 50–60% сложена изометрическими, часто округлыми обломками серпентинитов, скементированных рыхлой глинизованной основной массой, в которой под микроскопом наряду с глинистым материалом в большом количестве отмечаются обломки серпентинитов, а также оливинов и пироксенов. Этот образец очень напоминает породы, свойственные зонам меланжа и широко проявленные в офиолитовых комплексах континентов. Тектонизированные гипербазиты были подняты и на ст. 2141 с глубины 4460 м. Они представлены гарцбургитами, в которых среди серпентинитовой массы присутствует большое количество раздробленных зерен оливина и ромбического пироксена. Наличие тектонических брекчий, раздробленность первичных минералов и т.д. могут указывать на прорезивную природу гипербазитов, обнаруженных в разломе Вима.

Важной разновидностью магматических пород, поднятых на ст. 2145, являются пироксениты и меланократовые оливиновые габбро, которые можно сопоставить с породами расслоенной серии офиолитовых комплексов. К сожалению, все эти породы в значительной степени изменены. Например, в шлифе 2145-За отмечаются отдельные участки, сложенные хорошо сохранившимися призматическими зернами моноклинного пироксена. Некоторые зерна представлены сдвойникованными кристаллами, что свидетельствует о магматическом генезисе пород. В то же время на большей части шлифа отмечаются только агрегаты вторичных минералов. Обычно это мелкозернистая масса, сложенная минералами группы серпентина, на фоне которой наблюдаются агрегаты бастита, т.е. первичным минералом был ромбический пироксен. Среди вторичных минералов отмечаются зерна карбонатов, эпидота и отдельные мелкопризматические зерна альбита. Все это может указывать на присутствие среди первичных минералов плагиоклаза. Порода в целом представляет собой содержащий плагиоклаз вебстерит. Это подтверждается и химическим составом пород данной группы, а именно повышенными содержаниями в них окислов аммония, кальция и натрия. Возможно, что среди этих пород присутствуют и троктолиты. В некоторых разновидностях, например образец 2145-Зб, в шлифах наблюдается тонкая расслоенность, обусловленная наличием в породе различных зон, отличающихся соотношениями главным образом вторичных мине-

ралов. Одна из зон в рассматриваемом шлифе представлена мелкозернистой серпентинитовой массой, среди которой сохранились единичные зерна моноклинного пироксена, а также наблюдаются агрегаты бастита. Вторая зона сложена преимущественно зернами моноклинного пироксена, среди которых отмечаются неправильной формы участки карбонат-талькового (иногда с примесью эпидота) состава. Можно полагать, что эти минералы развивались по первичному плагиоклазу. Таким образом, в породе фиксируются две зоны, первичный состав которых отличается соотношениями ромбического пироксена и плагиоклаза.

Как видно из приведенного описания, рассмотренная разновидность магматических пород ст. 2145 может быть отнесена, вернее, сопоставлена с ультраосновными и основными кумулятами расслоенной серии оphiолитов [Колман, 1980]. Породы такого типа описаны и среди магматических пород океанского дна. Особенно четко их геологическое положение было определено во впадине Хесса Тихого океана [Кашицев и др., 1982], где они слагают низы третьего слоя океанской коры. Очевидно, к породам расслоенной серии можно отнести различные разности габбро, встреченные нами на станциях 2111, 2123 (см. выше), а также анортозиты, поднятые с глубины 4050–4280 м, описание которых приведено в работе Н. Энгель и Р. Фишера [Engel, Fisher, 1975]. Анортозиты обычно состоят из основного плагиоклаза – лабрадора, который частично замещается альбитом. Среди вторичных минералов отмечаются наряду с альбитом эпидот, хлорит и клиноцизит. В некоторых образцах в качестве второстепенных минералов отмечаются амфибол, магнетит и сфен.

### Осадочный покров

Как видно из описания выше, осадочный покров в пределах трансформного разлома Вима распространен крайне неравномерно. Обрамляющие разломное ущелье поднятия практически лишены осадков. На поверхности твердого субстрата, сложенного в основном базальтами и покрытого частично железо-марганцевой коркой, местами обнаружена небольшая присыпка фораминиферовых песков. На склонах ущелья осадки накапливаются только в отдельных "карманах", понижениях рельефа. Однако на основной части поверхности склонов осадки также отсутствуют. Здесь обнаружены магматические породы глубоких слоев океанской коры.

Характер залегания осадочного покрова на дне трансформного ущелья, по полученному традиционными геологическими приборами материалу, установить не удается, несмотря на то что на борт судна часто поднимались обломки магматических пород. Мы полагаем, что большинство из них получено не из коренного залегания, а из грубообломочной осыпи.

Осадочные накопления трансформного ущелья образованы генетически разнородным материалом. Кроме обычного пелагического – биогенного и глинистого, здесь большое значение имеет эдафогенетический материал. Обилие последнего и его своеобразный состав (продукты размыва основных и ультраосновных изверженных пород) – самые характерные особенности осадочных комплексов (формаций) зон трансформных разломов. В зависимости от соотношения эдафогенного и обычного пелагического материала здесь различаются следующие типы отложений.

**Эдафогенные отложения.** Они довольно разнообразны и по гранулометрии и по текстуре. Среди них встречен особый генетический тип, который можно назвать серпентинитовой олистостромой. Она была встречена в нижней части северо-западного склона при драгировании на глубине 5800–5400 м. Драгой здесь поднято около 300 кг обломочного материала; размер обломков от 2–3 до 70 см (сортировки нет). Форма их обычно угловатая, но ребра сглажены (рис. 30); встречаются овальные (рис. 31) и трехгранные окатыши (галльки?). На гранях некоторых обломков отмечается зеркала скольжения (рис. 32).

Обломки представлены тремя типами пород: магматическими, своеобразными серпентинитовыми брекчиями и известняками. Первые два типа резко преобладают. Среди магматических пород, о которых мы уже говорили, основная роль принадлежит в разной степени серпентизированным гарцибургитам, в подчиненном количестве присутствуют габброиды и пироксениты. Поверхность многих обломков покрыта тонким черным налетом гидроокислов марганца или бурыми выделениями гидроокислов железа.

Обломки второго типа состоят из глиноподобной, непластичной серпентиновой массы с примесью минеральных (измененные пироксены и оливины) и серпентинитовых зерен алевритовой и песчаной размерностей; масса эта темно-зеленая, с неправильными участками охристого, голубовато- и синевато-серого цвета. В ней беспорядочно и неравномерно рассеяны обломки (от долей сантиметра до 10 см) гипербазитов, сходные с упоминавшимися, но сильнее измененные. Их присутствие обусловливает брекчиевидное строение породы. Обломки такой брекции имеют изометричную, неправильную, часто обтекаемую ("обтертую") форму и нередко покрыты с поверхности налетом – черным марганцовистым или бурым железистым, проникающим по трещинам в глубь обломков. Кроме того, встречаются брекчии, в которых гипербазитовые обломки сцеплены вторичным кальцитом, образующим на них крустикационные корки.

Как указывалось, в небольшом количестве присутствуют известняковые обломки (в 300 кг пробе обнаружено лишь несколько их экземпляров). Они мелкие, самый крупный имеет 12 см в поперечнике и окатан (галлька). Известняки фораминиферовые и кокколитовые, с примесью песка и гравия гипербазитового состава. Возраст известняков позднеплиоцен-раннеплейстоценовый.

Понятно, что при драгировании строение толщи нарушается, но в общих чертах ее облик выступает достаточно отчетливо. Очевидно, первоначально это была хаотическая смесь мелких и крупных, частично окатанных обломков, заключенных в тонко- и мелкообломочный серпентинитовой массе; такие образования часто определяются как серпентинитовые олистостромы [Соколов, 1975] или осадочные серпентиниты [Bonatti et al., 1973]. Присутствие среди ультраосновного материала "посторонней" кластики (габброиды, известняки) и окатанность части фрагментов позволяет считать, что мы имеем здесь не просто тектоническую брекцию, а своеобразное "тектоно-седиментационное" образование. Скорее всего, это результат крупного подводного оползня, возникшего вблизи той части склона, где обнажались тектонизированные и серпентинизированные гипербазиты. При оползании или "наложении" нового тектонического дробления "связующая масса" олистостромы была дополнительно фрагментирована, фрагментиро-

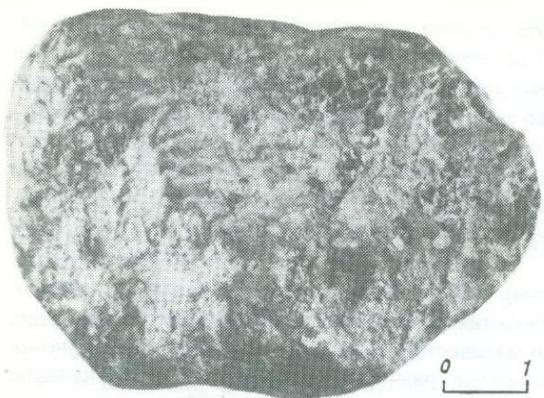


Рис. 30. Серпентиновый обломок угловатой формы со склонами сглаженными ребрами со склона ущелья Вимы (ст. 2145, глубина 5400–5800 м)

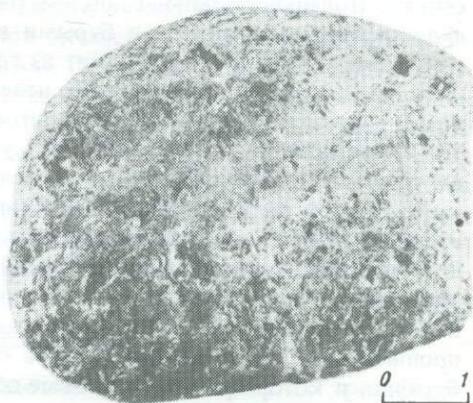


Рис. 31. Серпентинитовый окатыш (галочка) из олистостроны со склона ущелья Вимы (ст. 2145, глубина 5400–5800 м)

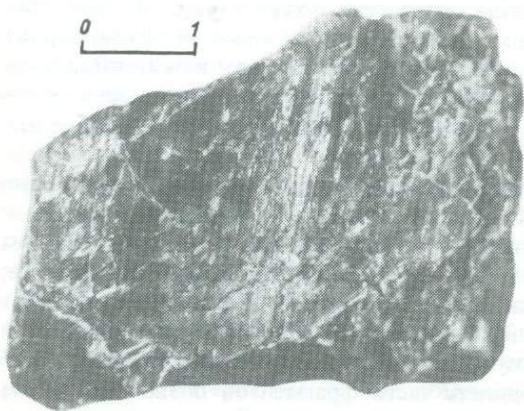


Рис. 32. Серпентинитовый обломок с зеркалами скольжения со склона ущелья Вимы (ст. 2145, глубина 5400–5800 м), увел. 2

вание сопровождалось гидротермальной переработкой (выделение кальцита, рудные налеты). Инеродная кластика, по-видимому, попала в олистострому с более высоких уровней. Обращает на себя внимание присутствие в известняковых обломках примеси гипербазитового (серпентинитового) песка, гравия и мелкой гальки. Вероятно, карбонатный осадок отлагался вблизи выступа ультраосновных пород, скорее всего, на небольших террасах и впадинах склона. Если это справедливо, то по крайней мере часть гипербазитового склона ущелья находилась выше критической глубины карбонатообразования.

Основная масса рассматриваемой олистостромы сходна с отложениями, обнаруженными при драгировании в зоне разлома Романш [Bonatti et al., 1973]. Эти отложения представляют собой серо-зеленую как слоистую, так и массивную породу, состоящую из полуугловатых фрагментов пироксена и серпентинита, заключенных в тонком серпентиновом матриксе; в небольшом количестве присутствует раковинный материал (верхний плиоцен–нижний плейстоцен); кроме таких образцов, подняты и известковистые обломки (8–15 см).

Э. Бонатти и его соавторы [Bonatti et al., 1973] связывают появление таких отложений с мантийными протрузиями, серпентинизация которых происходила как во время подъема вещества, так и после выхода его на морское дно. Из-за внутреннего трения серпентиниты приобретают большую пластичность и способность к течению; проникающая в них морская вода увеличивает эту способность, и при наличии склона легко может произойти соскальзывание, оползание материала.

Вероятно, в целом тот же механизм ответствен и за формирование олистостромы в зоне разлома Вима. Только в последней встречена более грубая часть оползня, обогащенная обломками, по размеру соответствующими галькам и валунам. Характерно также, что здесь фрагментирована вся толща, включая "связующую массу".

Довольно сходные по составу и строению образования присутствуют и на континентах, в некоторых офиолитовых разрезах Альпийского складчатого пояса. Они встречены, например, в верхнем мелу Малого Кавказа: По данным С.Д. Соколова [1975], это бурые и зеленовато-серые серпентинитовые конглобрекции с размером обломков от нескольких сантиметров до метра. В небольшом количестве присутствуют гальки габброидов. Наряду с угловатыми фрагментами есть и окатанные. Нетрудно заметить сходство этих отложений с олистостромой Вимы, хотя на Кавказе кластика цементируется известняком. Первоначальная структурная позиция Кавказской олистостромы не очень ясна, так как залегает она в покрове, поэтому сравнение может ограничиться лишь составом и строением.

Кроме отложений, почти целиком состоящих из гипербазитовой кластики, в зоне разлома Вима развиты и более "полимиктовые", менее грубые эдафогенные разности с карбонатной "связующей" массой<sup>1</sup>. Они образованы обломками базальтов, диабазов, гипербазитов, а иногда и известняков; местами существенной составляющей эдафогенной кластики являются кусочки рудных корок и пластиночек (станции 2117, 2118, 2119). Размер эдафогенной кластики от песка до 7 см; окатанность их слабая или от-

<sup>1</sup> Там, где она обильна, отложения относятся к эдафогенно-карбонатным.

существует. Связующая масса представлена либо кокколитовым микритом (ст. 2131), либо фораминиферовым песком, причем иногда фораминиферы имеют плиоценовый возраст (ст. 2141).

В более высокой части склона (ст. 2115, дночерпательная проба) встречаются эдафогенные осадки, состоящие из литифицированных известняков (фораминиферовых и пеллетных) и базальтового гравия; в известняках встречаются единичные окатанные зерна серпентинита, покрытые черным рудным налетом. Возраст известняков — поздний миоцен—ранний плиоцен.

**Эдафогенно-карбонатные отложения.** Основная масса осадка представлена карбонатным или глинисто-карбонатным материалом, в котором рассеяно значительное количество эдафогенной кластики, размером от песка до 7–8 см.

Хороший пример дает ст. 2120 (юго-восточный склон). Разрез здесь имеет следующее строение.

1. Интервал 0–297 см. Светло-палевый (в кровле коричневый) фораминиферово-кокколитовый ил с большим количеством мелкого раковинного дегрита и шлама; немного кремниевых остатков (диатомовые, радиолярии и др.). Минеральные обломочные зерна в мазках не отмечаются (следовательно, в тонкой фракции их нет). По всему интервалу рассеяны темные угловатые и слабоокатанные обломки изверженных пород (долерита, габбро) размером от нескольких миллиметров до 7 см. Некоторые из них покрыты марганцовистым налетом.

2. Интервал 360–370 см. Смесь коричневого кокколитово-фораминиферового ила и разных по величине (0,1–8 см) обломков тех же изверженных пород.

Возраст отложений четвертичный, но есть примесь переотложенных плиоценовых кокколитов.

Иное строение имеют отложения, развитые в глубоководной, центральной части депрессии (станции 2136, 2137, глубина 6135). Они отличаются более высоким содержанием глинистого материала и четкой слоистостью, выраженным чередованием пелитовых илов (2–4 см) с алевритовыми (0,5–1,5 см). Первые представлены глинисто-кокколитовым или кокколитово-глинистым осадком с небольшой примесью раковинного шлама и биогенного кремнезема. Вторые состоят из того же материала, но с большой примесью (до 40%) эдафогенной кластики и фораминиферового дегрита (фораминиферы плиоценовые); эдафогенный материал целиком представлен компонентами ультраосновных пород.

Другая разновидность слоистых отложений встречена в юго-западной части депрессии (ст. 2109, глубина 6080 м). В пелитовом кремнисто-карбонатном иле присутствуют тонкие прослои, в которых обильна (до 50%) эдафогенная кластика, представленная базальтовым (стекло, пироксены, плагиоклазы) и гипербазитовым материалом, а также минералами зелено-каменной фации метаморфизма (эпидот, цоизит, хлорит, амфибол). Слоистость подчеркивается и прослойми, обогащенными фораминиферами.

В составе песчано-алевритовой фракции осадков ( $> 0,05$  мм) резко преобладают минералы ультраосновных пород: серпентин (34–48%), хризотил-асбест (7–10%), моноклинные и ромбические пироксены, оливин, бастит (в сумме до 15%). В меньших количествах отмечались минералы базальтоидов, габбро и метаморфических пород: основные плагиоклазы

(4–10%), базальтовое стекло ( $n \sim 1,600$ ), амфиболы (1–3%), тальк (1,3–2,5%) и др. В единичных пробах отмечались калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы. Среди обломков пород также резко преобладают гипербазиты (серпентиниты).

Слоистая текстура отложений центральной части депрессии, очевидно, обусловлена донными течениями, дифференцировавшими частицы по размерности.

В депрессии обнаружены отложения с градационной ритмичностью. Так, на ст. 2109 колонка длиной 135 см состоит из трех ритмов. Верхний ритм (45 см) начинается слоем (1 см) алевропелита, состоящим из полимиктового эдафогенного алеврита, раковинного шлама, кокколитов и биогенного кремнезема. Нижний контакт слоя резкий. Кверху осадок переходит в тонкий карбонатно-кремнисто-глинистый ил с незначительной (3–5%) примесью эдафогенного материала. Средний ритм (15 см) начинается (2 см) эдафогенным алевритом с примесью песка и небольшой кремнисто-карбонатной (кокколиты) примесью. Подошва слоя резкая, а кверху он быстро, но постепенно переходит в пелитовый ил, сходный с развитым в верхнем ритме. Нижний ритм (78 см) в основании (2–3 см) представлен эдафогенным песком, кверху переходящим в алеврит (22 см); верхняя часть ритма образована карбонатно-глинистым пелитовым илом, причем кверху его наблюдается тонкая (1–2 мм) горизонтальная слойчатость и полосчатость.

В целом такая ритмичность характерна для турбидитов; обращает на себя внимание постепенное уменьшение вверх по разрезу гранулометрии осадков, залегающих в основании ритмов. Такое строение отложений наблюдается нередко в турбидитовых толщах.

**Карбонатные отложения.** Они развиты на склонах депрессии, где встречены на глубинах от 3700 до 5770 м. В верхней части склона (ст. 2111) это серые, разных оттенков илы, в кровле и на некоторых интервалах коричневые, часто пятнистые (биотурбации с наложенным диагенетическим перераспределением вещества). Состоят из кокколитового микрита с примесью раковинного шлама, в основании фораминиферового; цельных раковин фораминифер мало. В небольшом количестве присутствуют диатомеи и радиолярии. На интервале 415–425 см много рудных микронодулей. Возраст отложений четвертичный, но встречаются кокколиты, переотложенные из плиоцена.

Ниже по склону (ст. 2142, гл. 4110 м; ст. 2132, гл. 4270 м) илы почти белые, пятнистые ( пятна коричневые и серые), кокколитовые с разной примесью (до 30%) раковинного (фораминиферового) шлама, иногда гранулированного и превращенного в микритовые сгустки. Отмечается небольшая примесь биогенного кремнезема.

Еще ниже (ст. 2139, гл. 5770 м) облик илов тот же, но они более плотные, и среди кокколитов резко преобладают устойчивые остатки дискоастеров. В разных количествах (до 30%) встречаются неправильные комочки микрита (пеллеты), в которых иногда различается первично-биогенная структура.

Таким образом, здесь проявляется обычная закономерность: уменьшение с глубиной нестойких к растворению биогенных компонентов.

**Кремнисто-глинистые осадки.** Они встречены на одной станции (2121)

Таблица 2. Химический состав микроэлементов в железо-марганцевых корках, %

Станция	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	CaCO <sub>3</sub>
2129	23,2	12,8	0,174	0,172	0,078	0,063	9,7
2186	19,6	11,9	0,156	0,145	0,068	0,054	17,3
2191	24,1	12,0	0,166	0,136	0,059	0,066	< 1

внизу юго-западного склона и представлены светлыми палево-коричневыми илами, на некоторых участках пятнистыми. Состоят осадки из биогенного кремнистого и глинистого материалов, соотношение которых меняется по разрезу, но в небольших пределах. В незначительном количестве присутствует эдафогенний алеврит, среди которого довольно часто попадаются вулканические стекла.

На отдельных небольших интервалах вверху разреза отмечается карбонатная примесь. Гранулометрический анализ осадков с семи интервалов показал содержание песчаной фракции (0,1–0,5 мм) от 0,56 до 1,58%; алевритовой (0,01–0,1 мм) – 0,48–1,9%; пелитовой (0,001–0,01 мм) – 54,35–58,37% и тонкопелитовой (< 0,001 мм) – 39,49–43,32%. В целом это однородные пелитовые илы.

**Кремнисто-карбонатные осадки.** Такие осадки приурочены к центральной части депрессии и встречены на юго-западе полигона (ст. 2109), на глубине ниже 6000 м. Это желтовато-серые илы, состоящие из смеси биогенного кремнезема (30–35%) и карбонатов (50%), с подчиненным количеством глинистого материала. Состав кремнистого материала: диатомовые, радиолярии, спонгии, силикофлагелляты; карбонатного – кокколиты, фораминиферы и раковинный дегрит. Отмечается небольшая примесь эдафогенного алеврита (гипербазитового, базальтового). В верху разреза встречаются тонкие прослои, обогащенные эдафогенной кластикой и фораминиферовым песком.

Распространение карбонатного материала, особенно фораминифер, на такой глубине нарушает обычную "батиметрическую зональность", что, очевидно, связано с переотложением его течениями и быстрым захоронением.

Следует также отметить, что на поднятиях, обрамляющих трансформное ущелье, были получены обломки вулканических пород, покрытые железо-марганцевой коркой толщиной до 2 см. Нередко железо-марганцевая пленка покрывает поверхность одиночных кораллов, трубок червей и др. В пробе ст. 2128 обломки корок перемешаны с крупнозернистым фораминиферовым песком. Такой же песок получен и на ст. 2146.

Железо-марганцевые корки представляют собой тонкослоистые образования, в которых наряду с рудным веществом присутствуют глинистый терригенный и карбонатный биогенный материалы. Слоистость корок фиксирует изменение соотношения в корках рудного и нерудного вещества. По данным химического анализа (табл. 2), эти железо-марганцевые корки представляют собой гидрогенные осадочные образования, которые широко развиты на подводных поднятиях и горах Мирового океана [Хальбах, Путеанус, 1984; Скорнякова и др., 1975].

Они обычно формируются на субгоризонтальных поверхностях твердых пород дна, длительное время находящихся в контакте с придонной водой, т.е. в условиях неосаждения рыхлого осадочного материала. Эти условия могут создаваться при наличии достаточно интенсивных донных течений, сбрасывающих рыхлый осадочный материал с поднятий вниз по склону.

Полученные вместе с железо-марганцевыми корками пробы крупнозернистых песков свидетельствуют о том, что действительно такие условия существуют на поднятиях, обрамляющих трансформное ущелье.

Таким образом, в размещении различных типов отложений, как нетрудно видеть из вышеизложенного, намечается определенная закономерность.

На поднятиях на поверхности обнажены породы фундамента, покрытые железо-марганцевой коркой. В понижениях рельефа присутствует небольшая присыпка крупнозернистых фораминиферовых песков, отмытых от тонких фракций пелагического осадочного материала донными течениями.

На склонах депрессии осадки накапливаются в отдельных "карманах", осадочных ловушках. Здесь широко развиты карбонатные, карбонатно-эдафогенные и эдафогенные осадки. Состав последних меняется в зависимости от батиметрии: с увеличением глубины в них снижается количество нестойкого к растворению биогенного карбонатного материала. Эдафогенная кластика тоже испытывает изменения. В нижней части склона в ее составе резко преобладает гипербазитовый компонент, а в более высоких наряду с ним много фрагментов габброидов и базальтов. Обращает на себя внимание локальное (ст. 2115) присутствие вверху склона известняковых обломков верхов миоцена—низов плиоцена.

Для осевой части депрессии характерны слоистые и ритмично-стратифицированные эдафогенно-карбонатные отложения, свидетели развитых здесь донных течений. Они нарушили обычную для таких глубин пелагическую седimentацию. Лишь на одной станции в самом низу юго-восточного склона (глубина 5570) встречены кремнисто-глинистые илы почти без карбонатов.

## Стратиграфия и абсолютный возраст осадков

### Методика изотопной геохронологии

**Радиоуглеродный метод.** Определение возраста проводилось по карбонату кальция донных осадков, представленному обычно кокколитами и фораминиферами. Синтез бензола и измерение его активности проводились непосредственно на борту судна по методике, описанной в работе И.В.Гравовой, В.М.Купцова [1978]. Верхний предел датирования не превышал 35 тыс. лет. Объем измерительной кюветы составлял 2,5 мл бензола, объем углекислого газа, получаемого при разложении карбоната кальция донных осадков, обычно не превышал 6–8 л. Сравнительно невысокие скорости отложения осадков в исследуемом районе и невысокий верхний предел датирования не позволяют определять возраст горизонтов глубже 30–40 см. На этих глубинах активно проявляется постседиментационное перемешивание осадков бентическими организмами, которое нарушает первоначальную последовательность отложения осадков и искажает возрастные датировки.

Для определения средней скорости седиментации в качестве первого

приближения нами рассматривается простейшая модель, по которой предполагается, что глубина перемещиваемого слоя фиксирована и на этой глубине осадки являются полностью перемешанными (рис. 33). Для этого слоя уравнение баланса можно написать в виде

$$C_0 l = \int_0^l C_H e^{-\lambda t} dx, \quad (1)$$

где  $C_0$  – концентрация углерода в слое бентического перемешивания,  $l$  – глубина этого слоя,  $C_H$  – концентрация  $^{14}\text{C}$  в обменном резервуаре.

После несложных преобразований, с учетом, что  $l = St$ , где  $S$  – скорость накопления осадков,  $t$  – возраст слоя полного бентического перемешивания, получаем соотношение

$$e^{-\lambda t_0} = \frac{1 - e^{-\lambda t}}{\lambda t}, \quad (2)$$

где  $t_0$  – "возраст" слоя полного бентического перемешивания, измеряемый на радиометрических установках. Уравнение относительно  $t$  в конечном виде не решается, поэтому  $t$  определяют по таблицам пересчета. Для определения средней скорости седиментации необходимо знать глубину слоя полного перемешивания. По данным работы [Peng et al., 1977] и нашим данным, наиболее вероятные значения слоя полного бентического перемешивания составляет 10 см, отсюда скорость накопления определяется по соотношению

$$S = \frac{l}{t} = \frac{100}{t} \text{ (мм/тыс. лет)},$$

где  $t$  (тыс. лет) – время накопления слоя, соответствующего полному перемешиванию, определенному по уравнению (2) на основании измеренного значения  $t_0$ . Если мы определяем возраст горизонта, лежащего ниже слоя полного бентического перемешивания, и в этом случае мы должны учитывать его влияние. Действительно, для горизонта  $l_0$  мы можем написать соотношение

$$t = \frac{l_1}{S} - t_0$$

или в соответствии с (2)

$$t_1 = \frac{l_1}{S} - \frac{1}{\lambda} \ln \frac{1 - e^{-\lambda t}}{\lambda t},$$

Если считать, что скорость седиментации постоянна на интервале длиной  $l_1$ , получаем соотношение

$$t_1 = \frac{l_1}{S} - \frac{1}{\lambda} \ln \frac{1 - e^{-\lambda \frac{l_1}{S}}}{\lambda (l_0/S)}, \quad (3)$$

по которому по измеренному значению  $t_1$  можно определить скорость накопления осадков  $S$  и восстановить истинные возрастные соотношения.

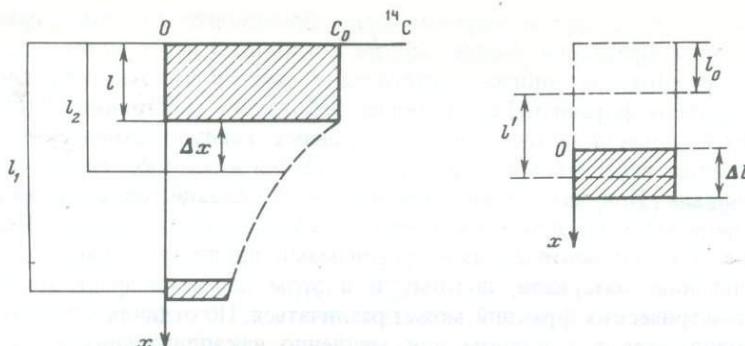


Рис. 33. Изменение концентрации  $^{14}\text{C}$  по длине колонки ( $l_0$  – слой полного бентического перемешивания,  $C_0$  – концентрация  $^{14}\text{C}$  в этом слое)

Рис. 34. Положение утерянного при отборе верхнего горизонта колонки ( $l$  – реальный верхний горизонт, датируемый методом  $^{14}\text{C}$ ;  $l_0$  – слой полного бентического перемешивания, утерянный при отборе)

Верхний горизонт колонок обычно используется для многих видов анализа (физические свойства, многие виды стратиграфии, геохимии и т.д.). Острая нехватка материала поверхностного слоя осадков заставляет искусственно его расширять, и на радиоуглеродный анализ, где требуется сравнительно большое количество материала, как правило, предоставляется интервал, превышающий слой бентического перемешивания (0–15, 0–20 см). Уравнение баланса  $^{14}\text{C}$  в этом случае можно написать в виде соотношения:

$$l_2 C_2 = 100 C_0 + \int_0^{\Delta x} C_0 l e^{-\lambda \frac{x}{S}} dx,$$

или после взятия интеграла

$$l_2 C = e^{-\lambda t_0} \left[ 100 + \frac{S}{\lambda} \left( 1 - e^{-\lambda \frac{\Delta x}{S}} \right) \right].$$

Подставляя сюда значение  $t_0$  из соотношения (2), получаем выражение, по которому можно по измеренному значению  $t_2$  определить скорости седиментации:

$$l_2 e^{-\lambda t_2} = \frac{1 - e^{-\lambda \frac{100}{S}}}{\lambda \cdot \frac{100}{S}} \left[ 100 + \frac{S}{\lambda} \left( 1 - e^{-\lambda \frac{\Delta x}{S}} \right) \right]. \quad (4)$$

Соотношения (2), (3) и (4) являются основными расчетными, по которым и рассчитывались скорости седиментации на основании определения радиоуглеродного возраста соответствующих горизонтов.

В некоторых случаях мы проводили определения радиоуглеродного возраста для различных гранулометрических фракций одного датируемого горизонта. При нормальном процессе седиментации, когда в осаждающемся материале карбонат кальция является биогенным (это условие выполняется для осадков пелагиали океана), возраст различных фракций должен быть одинаковым. Перенос переотложенного материала с одного участка

океанского дна на другой сопровождается фракционированием по гранулометрическим фракциям. Более мелкие кокколиты переносятся на значительные расстояния, иногда достигающие тысячи километров, перенос более крупных фораминифер ограничен небольшим расстоянием. Поэтому различие в возрасте, полученное для отдельных гранулометрических фракций, является весомым аргументом присутствия в осадках переотложенного материала. При изменении климатических условий меняется видовой состав фораминифер, при этом меняются значительно их размеры. Перемешивание осадков бентическими организмами приводит к равномерному распределению материала, поэтому и в этом случае возраст различных гранулометрических фракций может различаться. Но отличия в данном случае проявляются в основном для медленно накапливающихся осадков, для которых слой бентического перемешивания накапливается за достаточно большой временной интервал, на протяжении которого произошла смена климатических условий. При высоких скоростях накопления осадков изменение климатических условий проявляется слабее.

При региональных исследованиях изменение климатических условий проявляется одинаково для всех осадков региона, но необходимо учитывать вертикальную зональность, которая проявляется в большем растворении более мелкой фракции, имеющей большую поверхность растворения. В этом случае возрастные датировки в большей степени отражают время отложения более крупных фракций. Если различие возраста гранулометрических фракций обусловлено переносом материала мелких размерных фракций, их преимущественное растворение на больших глубинах будет снижать влияние переотложенного материала на результаты определения возраста. Если же основные различия вызваны климатическим фактором, полученные определения будут отражать время отложения более крупных размерных видов фораминифер.

При интерпретации результатов, полученных для верхних горизонтов колонок, необходимо учитывать возможные потери верхнего горизонта при отборе осадков тяжелыми ударными трубками. Аномально низкие скорости седиментации (по сравнению с результатами определения  $^{230}\text{Th}$  методом), полученные для поверхностного горизонта по соотношению (4), свидетельствуют с большой определенностью о потере верхнего горизонта колонки. В предположении, что значение средней скорости накопления осадков, определенное методом неравновесного  $^{230}\text{Th}$ , сохраняется и для верхнего горизонта осадков, мы можем восстановить потерянную длину верхней части колонки. Так, если датируемый нами горизонт в действительности не является поверхностным слоем осадка, мы можем написать уравнение (рис. 34)

$$t = \frac{l'}{S} + t'_0,$$

где  $t'_0$  — возраст слоя полного бентического перемешивания, потерянного при отборе. Подставляя вместо  $t'_0$  его значение по уравнению (2) получаем

$$t_2 = \frac{l'}{S} + \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{1 - e^{-\lambda \frac{100}{S}}}{\lambda \cdot \frac{100}{S}} \right).$$

Решая относительно  $l'$ , получаем

$$l' = S \left\{ t_2 - \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\left( 1 - e^{-\lambda \frac{100}{S}} \right)}{\lambda \cdot \frac{100}{S}} \right] \right\}.$$

Длину потерянной при отборе верхней части колонки ( $\Delta$ ) можно определить:

$$\Delta = l' + l_0 - \frac{\Delta l}{2} = l' + 100 + \frac{\Delta l}{2}, \quad (5)$$

где  $\Delta$ ,  $l$  и  $\Delta l$  — в мм;  $S$  — мм/1000 лет;  $1/\lambda = 8,03$  тыс. лет;  $t_2$  — тыс. лет.

Наиболее надежные значения скорости седиментации получаются при радиоуглеродном датировании проб, отобранных дночерпательем. В этих пробах потеря верхнего горизонта не происходит. При послойном датировании можно получить более точные величины слоя полного бентического перемешивания и по модели рассчитывать средние скорости накопления.

Метод неравновесного  $^{230}\text{Th}$ . Основные предпосылки метода датирования изложены в монографии Ю.В.Кузнецова [1976]. Для определения средней скорости седиментации нами использовался  $\gamma$ -спектральный вариант метода [Купцов, Москалев, 1980]. Определение скорости седиментации проводилось по модели "постоянной концентрации", для которой поток осадочного материала и поток  $^{230}\text{Th}$  на океанское дно являются постоянными. В этом случае изменение логарифма избыточной концентрации  $^{230}\text{Th}$  по длине колонки описывается уравнением прямой линии. Экспериментальные результаты по методу наименьших квадратов аппроксимируются уравнением прямой линии, по наклону которой и определяется скорость седиментации. Нарушение основных предпосылок метода для этого случая сразу же выявляется по степени отклонения экспериментальных результатов от уравнения прямой линии, что делает метод чрезвычайно надежным. Метод позволяет определять средние скорости седиментации в возрастном интервале 300—400 тыс. лет.

### Изотопная геохронология осадков

Результаты определения возраста осадков радиоуглеродным методом приведены в табл. 3, расчетов скоростей седиментации тем же методом и методом неравновесного  $^{230}\text{Th}$  — в табл. 4. Определения возраста по гранулометрическим фракциям говорят о его различии, обусловленном климатическим фактором. Для быстро накапливающихся осадков колонок 2111 и 2120 эти различия практически не проявляются, но очень сильно и контрастно они заметны в пробе, отобранный дночерпательем на ст. 2133. В слое полного бентического перемешивания этих осадков, накопившегося за более 25 тыс. лет, представлены виды, отложившиеся при поздневюрмском оледенении и в течение всего голоцен. В холодный период в рассматриваемом регионе доминировали более крупные виды. Осадки этой станции лежат на глубинах, близких к критической для накопления карбонатного материала, и фракция с размерами  $< 0,15$  мм представлена небольшим

Таблица 3. Результаты радиоуглеродного датирования осадков разлома Вима

Станция	Прибор	Интервал, см	Фракция, мм	Возраст, лет	Индекс ИО АН СССР
2109	ПТ	25–35	—	$23040 \pm 1690$	1683
2111	ПТ	0–15	—	$8190 \pm 130$	1789
		25–35	> 0,15	$15490 \pm 650$	1810
		25–35	< 0,15	$14460 \pm 740$	1819
2120	ПТ	0–20	> 0,25	$11970 \pm 1590$	1768
		0–20	< 0,25	$9960 \pm 1590$	1769
		30–40		> 20020	1771
2133	Дч	0–2	> 0,15	$10360 \pm 150$	1631
		0–2	< 0,15	$5700 \pm 150$	1632
		2–4	> 0,15	$8980 \pm 160$	1633
		2–4	< 0,15	$6000 \pm 130$	1643
		4–6	> 0,15	$10300 \pm 320$	1636
		0–12	< 0,25		
			Внешняя часть	$12790 \pm 290$	2176
			Внутренняя часть	$19590 \pm 670$	2177
		0–12	< 0,25		
			Внешняя часть	$13950 \pm 220$	2178
			Внутренняя часть	$16890 \pm 510$	2179
2136	Дч	3–5	—	$9220 \pm 270$	1648
2142	ПТ	0–20	—	$17160 \pm 490$	1657
		35–50	—	> 23350	1687

Таблица 4. Скорости седиментации осадков разлома Вима и длина верхних частей колонок, утерянных при отборе

Колонка	Прибор	Интервал, см	$^{14}\text{C}$ , S, мм/тыс.лет	Интервал, см	$^{230}\text{Th}$ , мм/тыс.лет	Утерянная при отборе часть колонки, см
2109	ПТ	0–30	10,5	0–140	11,1	—
2111	ПТ	0–10	(5,9)	0–570	27,0	19,7
		7–30	30,8	—	—	—
2120	ПТ	0–10	(5,1)	0–350	21,4	18,8
2121	ПТ	—	—	0–105	3,1	—
2133	Дч	0–10	3,8	—	—	—
2136	Дч	0–10	4,2	—	—	—
2142	ПТ	0–10	(2,5)	0–160	3,8	2,8

В скобках — значение, полученное по соотношению (4) без учета потерь при отборе.

количеством карбонатного материала. Результаты послойного датирования средней пробы этого дночерпателя показывают, что более теплому современному климату соответствуют фораминиферы с сильно развитой внешней поверхностью, при обработке кислотой в лабораторных условиях они растворяются в первую очередь. Скорости накопления осадков меняются в ши-

рском интервале значений от 3,8 до 30 мм/тыс. лет. Вертикальная зональность на значениях скоростей седиментации не проявляется. Основным фактором, влияющим на локальное распределение осадочного материала, по-видимому, является сложная система придонных течений и сильно расчлененный рельеф зоны разломов. Следов явного переотложения в рассматриваемых колонках не обнаружено.

Для верхних горизонтов колонок, отобранных на станциях 2111, 2120 и 2142, получены значительно более низкие значения скоростей седиментации по сравнению со средними значениями, полученными методом неравновесного  $^{230}\text{Th}$ . По-видимому, это вызвано потерей верхнего горизонта колонок. Расчеты потерянной при отборе части колонок выполнены по соотношению (5) и представляют верхнее предельное значение, так как частично снижение скорости седиментации может быть обусловлено изменением климатических условий. При жарком и сухом климате в голоцене в части питающих провинций обрамления Индийского океана значительно снизилась поставка осадочного материала речным стоком.

#### *Диатомей и силикофлагелляты в осадках*

Геологические работы в разломном ущелье Вима проводились на 27 станциях. Из 38 спусков геологических приборов в 16 случаях были получены обломки коренных пород, марганцевые корки, кусочки литифицированных осадков.

На отдельных станциях прямоточные трубки и трубки большого диаметра приносили монолиты осадков малой мощности, от 18 до 45 см, и только шесть колонок имели длину от 135 до 570 см. Это указывает на то, что на дне разломного ущелья Вима и его склонах наблюдаются выходы на поверхность коренных пород, которые, вероятно, иногда прикрыты осадками относительно небольшой мощности; мощность осадочного покрова возрастает на уплощенных склонах и приглубых участках дна.

Таксономический состав диатомей и силикофлагеллят был изучен в осадках 11 станций: 2109, 2111, 2120, 2121, 2123, 2131, 2132, 2137, 2139, 2141, 2142, полученных со дна разломного ущелья и его северо-западного и юго-восточного склонов.

Ассоциации диатомей в своем большинстве содержат современные виды, типичные для тропических районов Мирового океана [Жузе и др., 1967]. Флора диатомей представлена 38 видами и 18 родами (табл. 5).

Эволюционные изменения, отмеченные в видовом составе диатомей и силикофлагеллят в разрезе отложений, были аналогичны ранее установленным для тропической области Тихого и Индийского океанов [Мухина, 1969; Burckle, 1977; Казарина, 1978].

По наличию в комплексах зональных видов и видов, характерных для узких временных интервалов, а также с учетом особенностей комплекса в целом удалось оценить возраст осадков, полученных в разломном ущелье Вима, как плейстоцен, а также стратифицировать отложения, выделив диатомовые зоны и датированные уровни, позволяющие дать дополнительные оценки возраста осадков. Прежде данных о возрасте осадков в разломном ущелье Вима не было. Для стратиграфических подразделений была использована зональная шкала по диатомеям, разработанная ранее для тропи-

Таблица 5. Таксономический состав диатомей и силикофлагеллят в осадках разлома Вима

1. <i>Actinocyclus ehrenbergii</i> Ralfs	22. <i>N. sicula</i> Hust.
2. <i>A. ellipticus</i> Grun.	23. <i>Planktoniella sol</i> Schutt.
3. <i>Actinoptychus bipunctatus</i> Lohman	24. <i>Pseudoeunotia doliolus</i> Grun.
4. <i>Asterolampra marylandica</i> Ehr.	25. <i>Pseudotriceratium cinnamomeum</i> Grun.
5. <i>Asteromphalus arachne</i> Ralfs.	26. <i>Rhizosolenia bergonii</i> Perag.
6. <i>A. hiltonianus</i> Ralfs	27. <i>R. calcar-avis</i> Schultze
7. <i>A. imbricatus</i> Wall.	28. <i>R. firma</i> Karsten
8. <i>Asteromphalus</i> sp.	29. <i>R. matuyamai</i> Burckle
9. <i>Bacteriastrum hyalinum</i> Lauder	30. <i>R. praebegonii</i> Mukh.
10. <i>Coscinodiscus africanus</i> Janisch	31. <i>R. styliformis</i> Bright.
11. <i>C. crenulatus</i> Grun.	32. <i>Roperia tesselata</i> Grun.
12. <i>C. nodulifer</i> A.S.	33. <i>R. tesselata</i> v. <i>ovata</i> Mann
13. <i>C. perforatus</i> Ehr.	34. <i>Thalassiosira leptopus</i> Hasle
14. <i>C. pseudoinceratus</i> Kazar.	35. <i>T. leptopus</i> v. <i>elliptica</i> Barron
15. <i>Cyclotella</i> sp. (C. striata Grun.)	36. <i>T. lineata</i> Jouse
16. <i>Ethmodiscus rex</i> Hendey	37. <i>T. oestruppii</i> Pr. Lavrenko
17. <i>Hemidiscus cuneiformis</i> Wall.	38. <i>T. plicata</i> Schrader
18. <i>Nitzschia fossilis</i> Kanaya	39. <i>Thalassiothrix</i> Cl. et Grun. x <i>Thalassionema</i> Grun.
19. <i>N. marina</i> Grun.	40. <i>Mesocena elliptica</i> Deflandr (силикофлагеллята)
20. <i>N. prolongata</i> Kazar.	
21. <i>N. reinholdii</i> Kanaya	

ческих районов Тихого и Индийского океанов [Burckle, Opdyke, 1977; Казарина, 1978].

Ниже приведены данные по распределению диатомей и силикофлагеллят в донных осадках, полученных с морфологически отличных участков разлома Вима.

**Дно разломного ущелья Вима.** На станциях 2123, 2137, 2139 получены осадки, максимальная мощность которых не превышает 40 см. В осадках ст. 2123 диатомеи и силикофлагелляты не обнаружены. На станции 2139 число диатомей крайне мало. В отложениях присутствуют единичные экземпляры плейстоценовых тепловодных видов: *Coscinodiscus nodulifer*, *Nitzschia marina*, *Pseudoeunotia doliolus*, *Ethmodiscus rex*. На ст. 2137 несколько увеличивается видовое разнообразие и численность диатомей в осадках. Из наиболее часто встречающихся видов отмечены *Coscinodiscus nodulifer*, *Thalassiosira oestruppii*, *Rhizosolenia bergonii*. Возраст осадков — плейстоцен. Нужно полагать, что на распределение биогенного материала в осадках, в том числе и диатомей, оказывает влияние сложная система придонной циркуляции.

На ст. 2109 получены две колонки: 2109-1 длиной 195 см (глубина 6080 м) и 2109-2 — 135 см (глубина 6070 м). Колонка 2109-1 сложена алевритово-пелитовыми кремнисто-карбонатными илами. Осадки содержат диатомеи и силикофлагелляты плейстоценового возраста (см. табл. 5). Сохранность панцирей хорошая. Численность диатомей в осадках непостоянна и изменяется в пределах "в массе" — "редко". В толще отложений отмечено незначительное переотложение материала в рамках плейстоценового возраста. По разрезу колонки, на фоне стабильного состава диатомей, имеют место изменения во флористических комплексах, которые носят

как экологический, так и филогенетический характер. На основании имеющихся данных [Бараш и др., 1984], подобные изменения в составе флоры соответствуют определенным временным интервалам. Так, на глубине 160–150 см в осадках встречены единичные экземпляры *Rhizosolenia matuyamai* — вида, занимающего узкое стратиграфическое положение, соответствующее событию Харамильо в палеомагнитной шкале и *Mesocena elliptica* (силикофлагеллята). Совместное нахождение в осадках этих двух видов служит основанием для определения возраста отложений приблизительно в 0,9 млн лет [Жузе, Мухина, 1973; Burckle et al., 1978]. На глубине 90 см отмечено резкое увеличение в осадках численности (пик обилия) *Roperia tesselata v. ovata*. Массовое развитие вида характерно для короткого периода времени, соответствующего 0,61–0,62 млн лет назад [Burckle, 1977]. На 30 см от поверхности дна в осадках найден вид *Thalassiosira leptopus v. elliptica*, что свидетельствует о том, что отложения на этой глубине не моложе 0,35–0,4 млн лет. В разрезе всей колонки обнаружен типично плейстоценовый вид *Pseudoeunotia doliolus*. Зональный вид *Nitzschia fossilis* в осадках практически не встречен, что затрудняет выделение в колонке диатомовых зон.

Изложенные выше данные, основанные на изучении в осадках диатомей и силикофлагеллят, позволяют считать, что колонкой 2109-1 вскрыты осадки плейстоценового возраста. Максимальный возраст осадков в основании колонки равен приблизительно 1,0 млн лет. Были прослежены временные срезы (датировочные уровни), соответствующие 0,9 млн лет (глубина 160–150 см) и 0,61–0,62 млн лет (на 90 см), что позволило рассчитать средние скорости осадконакопления для позднего плейстоцена, равные 2 мм/тыс. лет.

Закономерная последовательность наблюдаемых изменений в составе флористических комплексов говорит, скорее всего, о нормальном, ненарушенном процессе седиментации в районе взятия колонки. Однако единичные находки видов индексов и отсутствие в осадках зонального вида *Nitzschia fossilis* несколько снижает достоверность сделанных выводов.

Колонка 2109-2 сложена алевритово-пелитовым кремнисто-карбонатным илом. Диатомеи в значительном количестве присутствуют лишь в верхнем (0–10 см) слое. Ниже их численность резко снижается. Флористические комплексы обеднены. Диатомеи представлены тропическими видами плейстоценового возраста (см. табл. 5). Зональные виды и виды — маркеры возраста обнаружены не были, что не позволяет стратифицировать осадки. Наличие в поверхностном горизонте (0 см) вида *Coscinodiscus pseudo incertus* свидетельствует об отсутствии в колонке осадков моложе 0,1 млн лет.

Колонка 2121 получена на глубине 5570 м, имеет длину 285 см. Сложена пелитовыми и алевритово-пелитовыми кремнисто-глинистыми илами. В отложениях всей колонки численность диатомей и силикофлагеллят очень высока. Панцири диатомей прекрасной сохранности, сильно окремнены, отличаются "ясным обликом" и "промытостью". Ассоциации диатомей и силикофлагеллят представлены тропическими видами плейстоценового возраста (см. табл. 5). Разнообразие таксономического состава диатомей относительно велико. Характерной особенностью для всей толщи осадков является массовая встречааемость пенатных колониальных видов двух ро-

дов — *Thalassionema* и *Thalassiothrix*. Такая особенность состава флористического комплекса свойственна районам типа апвеллингов, где идет значительное поступление биогенных элементов в эвфотический слой [Sancetta, 1983]. Для флористических комплексов характерны значительные изменения видового состава во времени, которые выражены в интервалах (снизу вверх) 285–220, 170–110 см. В большинстве образцов в массе встречена силикофлагеллята *Mesocena elliptica*, развитие которой приурочено к интервалу времени 1,3–0,79 млн лет. Этот факт позволяет считать, что осадки, вскрытые колонкой, моложе 1,3 млн лет. На глубине 230 см параллельно с *M. elliptica* обнаружена *Rhizosolenia matuyamai*. Одновременное нахождение в осадках *M. elliptica* и *R. matuyamai* говорит о возрасте вмещающих их осадков приблизительно в 0,9 млн лет. От основания колонки и до глубины 60 см в отложениях встречены вымершие ныне виды — *Thalassiosira leptopus* v. *elliptica*, *Nitzschia reinholdii* и зональный вид *Nitzschia fossilis*, маркирующий границу палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма. Выпадение из комплекса *N. fossilis* на глубине 60 см позволяет провести на этом уровне границу между двумя плейстоценовыми диатомовыми зонами *Nitzschia fossilis* и *Pseudoeunotia doliolus*. На уровне 30 см от верха колонки, в осадках зафиксировано обилие экологически мобильного вида *Ropegia tesselata* v. *ovata*, что позволяет датировать здесь осадки как 0,61–0,62 млн лет. Высокое стратиграфическое положение этой границы и наличие в осадках на уровне 10 см вида *Coscinodiscus pseudoincertus* говорит в пользу того, что в колонке отсутствует значительная часть молодых осадков.

Таким образом, данные диатомового анализа позволяют считать, что колонкой на ст. 2121 вскрыты осадки, скорее всего, не древнее 1,0 млн лет. Отложения колонки расчленены на две диатомовые зоны: *Nitzschia fossilis* (285–60 см) и *Pseudoeunotia doliolus* (60–0 см) и прослежено положение двух датировочных уровней: 0,9 млн лет на глубине 230 см и 0,61–0,62 млн лет на 30 см. Скорости седиментации, рассчитанные для интервалов времени 0,9–0,7 и 0,7–0,6 млн лет, составляют 8,5 и 3,0 мм/1000 лет. Высокие значения скоростей седиментации, характерные для интервала времени 0,9–0,7 млн лет, соответствуют периоду относительного похолодания климата (рис. 35) и, вероятно, наиболее интенсивной циркуляции вод, способствующей поступлению в осадки дна ущелья материала, снесенного со склонов. Особенности таксономического состава диатомей и облик флоры в целом свидетельствует о благоприятных условиях в период ее развития, не исключено влияние проявлений гидротермальной деятельности в районе исследований.

На северо-западном склоне диатомей и силикофлагелляты были изучены в отложениях двух колонок: станции 2111 и 2142.

На ст. 2111 с глубины 3700 м получена колонка длиной 570 м. Осадки представлены пелитовым карбонатным илом с небольшой примесью глинистого и до 10% кремнистого материала. Численность диатомей по разрезу колонки сильно варьирует от единичных находок до оценки "часто". Независимо от количества диатомей в осадке их панцири хорошей сохранности, без заметных следов растворения. Переотложение имеет место в пределах плейстоцена. Флора диатомей в подавляющем большинстве содержит современные тропические виды (см. табл. 5). Судя по составу диатомей,

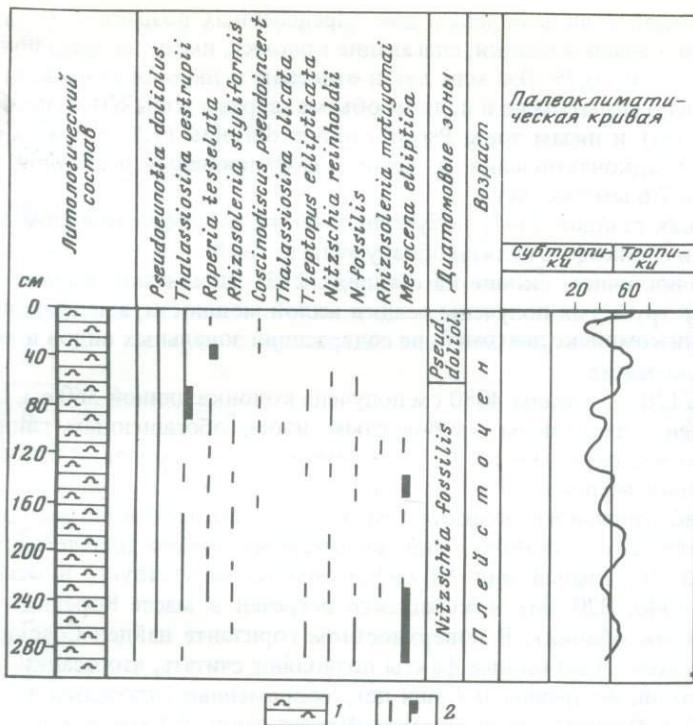


Рис. 35. Результаты диатомового анализа (ст. 2121)

1 — кремнисто-глинистые илы; 2 — распределение в осадках характерных видов диатомей

колонкой вскрыты осадки плейстоценового возраста, не древнее 0,62–0,65 млн лет, соответствующие одной диатомовой зоне *Pseudoeunotia doliolus*. Наличие в основании колонки (420, 530–540 см) значительной по мощности толщи одновозрастных осадков, охарактеризованных массовым скоплением *Roperia tesselata* v. *ovata*, вида, характерного для узкого временного интервала (0,61–0,62 млн лет), свидетельствует, вероятно, о неспокойной динамической обстановке в районе, способствующей образованию сбросов, оползней или мутьевых потоков. Средние скорости осадконакопления здесь также велики и составляют 8,7 мм/тыс. лет, что не противоречит высказанному предположению о переотложении осадков.

На ст. 2142 с глубины 4110 м поднята колонка длиной 190 см. Осадки представлены кремнисто-карбонатными илами. Комплексы диатомей, встреченные в осадках, богаты численно и по видовому разнообразию. Они представлены видами, характерными для тропических широт Мирового океана (см. табл. 5). Сохранность панцирей хорошая. Наличие в ассоциациях диатомей многочисленных *Thalassionema* и *Thalassiothrix* является показателем высокопродуктивных вод в период развития комплекса. В составе диатомей по разрезу колонки четко прослеживаются изменения филогенетического и экологического порядка, аналогичные изменениям описанным на станциях 2109 и 2121. В комплексах присутствуют зональные

виды диатомей и виды-индексы для определенных возрастов. По данным диатомового анализа осадки, слагающие колонку, имеют возраст приблизительно от 0,5 до 0,75–0,8 млн лет и отнесены к двум диатомовым зонам плейстоцена, вскрытым не в полном объеме: верхам зоны *Nitzschia fossilis* (190–120 см) и низам зоны *Pseudoeunotia doliolus* (120–0 см). Средние скорости осадконакопления в период формирования осадочной толщи составляли 7,6 мм/тыс. лет.

В осадках станции 2141, полученных также на северо-западном склоне, диатомеи и силикофлагелляты обнаружены не были.

На юго-восточном склоне на станциях 2131 (примазки осадка) и 2132 (0–45 см) трубками получены осадки малой мощности, вмещающие плейстоценовый комплекс диатомей, не содержащий зональных видов и видов — маркеров возраста.

На ст. 2120 с глубины 4080 см получена колонка длиной 360 см. Осадки представлены пелитовым карбонатным илом, обогащенным глинистым веществом и с примесью до 5–10% кремнистого материала. В отложениях всей колонки встречен довольно однообразный комплекс тропических диатомей плейстоценового возраста (см. табл. 5). Во всех образцах присутствует *Pseudoeunotia doliolus*, вид характерный только для четвертичных отложений. Зональный вид *Nitzschia fossilis* отсутствует. В основании колонки (340, 320 см) в комплексе встречен в массе *Roperia tesselata v. ovata* (пик обилия). В поверхностном горизонте найден *Coscinodiscus pseudoinsertus*. Изложенные факты позволяют считать, что осадки, вскрытые колонкой, не древнее 0,7 млн лет; современные отложения в колонке отсутствуют. Средние скорости седimentации равны 6,5 мм/тыс. лет.

Таким образом, в разломном ущелье Вима осадки, охарактеризованные диатомеями, имеют плейстоценовый возраст не древнее 1,0 млн лет.

Особенности распределения диатомей и силикофлагеллят в осадках разлома Вима могут свидетельствовать о существовании здесь как нормальных процессов седиментации, так и переотложения осадочного материала мутьевыми потоками или путем оползней и сбросов (станции 2111 и 2121).

Необычный облик флоры и ее своеобразный таксономический состав в осадках ст. 2121 и в меньшей степени ст. 2142 может указывать на наличие в районе исследования гидротермальных проявлений или локальных апвеллингов.

### *Известковый нанопланктон в осадках*

В зоне разломов осадочный покров неравномерен и во многих местах отсутствует. Осадки накапливались преимущественно в отдельных "карманах" на склонах ущелий и на дне.

Разломы расположены в продуктивном районе развития нанопланктона на стыке тропической и субтропической зон океана.

Ассоциации кокколитов в значительной части содержат современные виды, характерные для тропической области Мирового океана [McIntyre, Be, 1967; Ушакова, 1969, 1974; Uschakova, 1970]. Флора кокколитов представлена 36 миоцен-голоценовыми видами (табл. 6).

Эволюционные изменения видового состава нанопланктона по разрезу сходны с изменениями, выявленными для тропической области Атланти-

#### **Таблица 6. Распределение известкового нанопланктона в осадках разлома Вима (ст. 2111)**

ческого и Тихого океанов [Gartner, 1977; Крашенинников и др., 1983; Свальянов и др., 1984].

По наличию в комплексах зональных видов-индексов с учетом особенностей комплекса в целом удалось стратифицировать отложения разломов, выделив кокколитовые зоны. Биостратиграфическое расщепление отложений разломов по кокколитам базируется на схеме Е.Мартини [Martin, 1971], детализированной С.Гартнером [Gartner, 1977]. Для сравнения используется обобщенная схема С.Бакри [Bukry, 1978].

В районе разлома Вима известковый нанопланктон присутствует в осадках (рис. 36, А) 14 станций (2109-1, 2109-2, 2111, 2115, 2120, 2131, 2132, 2133, 2136, 2137, 2139, 2141, 2142, 2145), полученных со дна и склонов ущелья, где были подняты тонкий пелагический материал и известковые породы. Несмотря на значительный перепад глубин в разрезе, превышающих у дна уровень критической глубины карбонатонакопления, кокколиты встречены от 2560 м (ст. 2115) до 6135 м (ст. 2136–2137). Определено 24 вида из 8 родов.

Сохранность форм достаточно хорошая. Исключение составляют оплыши миоценовые дискоастеры (*Discoaster variabilis*, *D. quinqueramus*) на вершине северо-западного склона (ст. 2115), встреченные на фоне плейстоценового комплекса кокколитов. Это указывает на длительность переноса и дальность источника поставки древних видов.

На ст. 2109-1 получена колонка длиной 195 см на глубине 6080 м со дна ущелья. Известковый нанопланктон в осадках данной колонки, взятой ниже критической глубины карбонатонакопления, встречен в единичных экземплярах с 80 см до основания. Отмечены нечеткие формы родов *Seratolithus* и *Discoaster*, возможно, позднеплиоценовых–плейстоценовых видов. В верхней части колонки отсутствие кокколитов связано с большими критическими глубинами, возникшими относительно недавно.

На ст. 2109-2 со дна ущелья получена колонка длиной 135 см на глубине 6070 м, сложенная алевритово-пелитовыми кремнистыми илами. Кокколиты встречены ниже 20 см от поверхности в единичных экземплярах. По-видимому, как и на ст. 2109-1, это плейстоценовый вид *Seratolithus cristatus* и позднеплиоценовые формы рода *Discoaster*.

На ст. 2111 с глубины 3700 м (см. табл. 6) на северо-западном склоне ущелья получена колонка длиной 570 см. Осадки представлены пелитовыми карбонатными илами с незначительной примесью кремнистого и глинистого материала. Кокколиты по всей длине колонки встречены в массовых количествах хорошей сохранности. Флора нанопланктона состоит в основном из современных широкотропических видов. На двух уровнях отмечено исчезновение зональных видов. На 560 см исчезает нижнеплейстоценовый вид *Cyclococcolithus macintyrei* (1,51 млн лет). На 190 см из комплекса выпадает зональный вид *Pseudoemiliania lacunosa* (0,44 млн лет). Выше по разрезу встречен типичный тропический комплекс плейстоценовых кокколитов: *Cyclococcolithus leptoporus*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Gephyrocapsa oceanica*, *G. caribbeanica*, *G. protohuxleyi*, *Ceratolithus cristatus*, *C. telesmus* и др. Этот комплекс соответствует зоне *Gephyrocapsa oceanica* – 0,44–0,27 млн лет [Gartner, 1977]. Осадки, содержащие самый молодой вид известкового нанопланктона *Emiliania huxleyi*, отсутствуют.

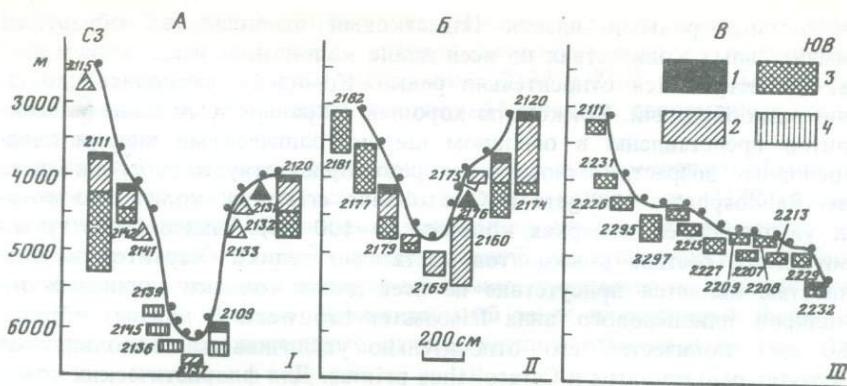


Рис. 36. Результаты нанопланктонного анализа в разломах Вима (А), Арго (Б), Мария Целеста (В)

1 – зона *Emiliania Huxleyi*; 2 – зона *Gephyrocapsa oceanica*; 3 – зона *Pseudemiliania lacunosa*; 4 – зона *Cyclococcolithus macintyre*; треугольник – дночерпатель

Таким образом, колонка вскрыла плейстоценовую толщу большой мощности, бесспорно значительно углубляясь в среднеплейстоценовые осадки. Присутствие в низах колонки зонального раннеплейстоценового вида, датирующего 1,51 млн лет, можно, по-видимому, рассматривать и как активное переотложение в пределах плейстоцена. Достоверный датировочный уровень выделяется на 190 см – 0,44 млн лет. Скорость осадкообразования выше этого уровня по нанопланктону была порядка 11,1 мм/1000 лет.

Дночерпатель 2115 получен с глубины 2560 см на северо-западном склоне ущелья. В литифицированном кокколитово-фораминиферовом алевритовом песке встречены редкие экземпляры плейстоценовых видов *Gephyrocapsa oceanica*, *Seratolithus cristatus*, *Cyclococcolithus leptoporus*. Отсутствие в комплексе современного вида *Emiliania huxleyi* указывает на то, что самый верхний молодой слой был размыт при взятии осадка. И данные отложения могут быть отнесены к позднеплейстоценовой кокколитовой зоне *Gephyrocapsa oceanica* (0,27–0,44 млн лет). Наряду с молодыми кокколитами встречены единичные экземпляры переотложенного позднеплиоценового вида *Discoaster brouweri* хорошей сохранности и единицы оплыvших экземпляров миоценового вида *D. variabilis*. По-видимому, позднеплиоценовые формы поступали из близлежащих отложений, тем более, что и в разломе вскрыты плиоценовые осадки. Более древние формы, судя по сохранности, подверглись длительному переносу с северо-запада. В скв. 237 на Маскаренском плато в 24-м рейсе "Гломар Челленджер" [Roth, 1974; Bukry, 1974] были вскрыты отложения, содержащие редкие экземпляры *Discoaster variabilis* в позднемиоценовых–раннеплиоценовых осадках. Таким образом, на этой станции были вскрыты позднеплейстоценовые осадки не древнее 0,44 млн лет с переотложенными видами кокколитов разного по возрасту и местоположению первичного генезиса.

Колонка 2120 получена на глубине 4080 м в нижней части юго-восточного склона ущелья. Имеет длину 380 см, сложена белыми кокколито-

во-фораминиферовыми илами. Известковый нанопланктон обнаружен в значительных количествах по всей длине колонки, за исключением верхов, где встречается относительно редко. Комплекс кокколитов достаточно разнообразный. Кокколиты хорошей сохранности. Ассоциации кокколитов представлены в основном широкотропическими видами плейстоценового возраста. Относительно реже присутствуют субтропические виды *Rhabdosphaera clavigera* и *Ceratolithus cristatus*, количество которых увеличивается в верхах колонки (0–100 см). Разнообразие таксономического состава кокколитов достаточно велико. Характерной особенностью является присутствие по всей длине колонки единичных экземпляров плиоценового вида *Discoaster brouweri*. В нижнем образце (380 см) количество его относительно увеличивается и появляются *Discoaster pentaradiatus* и *Ceratolithus primus*. Для флористических комплексов характерны значительные изменения, которые проявляются (снизу вверх): в интервале 380–350 см – в осадках встречен раннеплейстоценовый вид *Cyclococcolithus macintyrei*. А последний образец (380 см) относительно обогащен дискоастерами. Эти факты позволяют считать эти осадки среднеплейстоценовыми с заносом раннеплейстоценовых форм. На глубине 300 см значительно увеличивается количество субтропического вида *Ceratolithus cristatus* (Garthner, Bukry, 1975).

В интервале от основания колонки до 150 см отмечен вымерший зональный вид *Pseudoemiliania lacunosa*. Исчезновение из комплекса данного вида позволяет провести на этом уровне границу между двумя плейстоценовыми кокколитовыми зонами *Pseudoemiliania lacunosa* и *Gephyrocapsa oceanica* (0,44 млн лет). Отсутствие в осадках верха колонки зонального позднеплейстоценового вида *Emiliania huxleyi*, появившегося около 0,27 млн лет говорит в пользу того, что в этой колонке современные осадки отсутствуют.

Таким образом, данные кокколитового анализа позволяют считать, что колонка на ст. 2120 вскрыла среднеплейстоценовые осадки не древнее 1,5 млн лет. Отложения колонки расчленяются на три части: 380–350 см – осадки, содержащие типичный среднеплейстоценовый комплекс кокколитов с примесью раннеплейстоценового элемента; 350–150 см – типичные среднеплейстоценовые осадки, 150–0 см – верхнеплейстоценовые осадки. Выделен датировочный уровень: 0,44 млн лет на 150 см. Скорость осадконакопления в позднем плейстоцене была порядка 5,9 мм/тыс. лет. В этом интервале отмечено относительное похолодание вод. Переотложение плиоценовых видов выражалось в постоянном присутствии по всей длине колонки лишь одного самого молодого вида *Discoaster brouweri*.

На станциях 2131 (глубина 4130 м), 2132 (глубина 4270 м), 2133 (глубина 4500 м) трубками и дночерпателем были получены осадки небольшой мощности (1–45 см). Нанопланктон встречается относительно часто, хорошей сохранности. Лишь в осадках колонки ст. 2132 и дночерпателя ст. 2133 кокколиты встречены в единичных экземплярах. Комплексы кокколитов близки верхнеплейстоценовым комплексам колонки ст. 2120, за исключением отсутствия субтропического вида *Rhabdosphaera clavigera*.

Во всех пробах присутствуют единичные экземпляры позднеплиоценовых видов дискоастеров. В примазке из трубы со ст. 2131 отмечен

самый молодой вид нанопланктона *Emiliania huxleyi*. Среднеплейстоценовый зональный вид *Pseudoemiliania lacunosa* в осадках этих станций не встречен. Таким образом, на станциях 2132 и 2133 вскрыты молодые верхнеплейстоценовые осадки моложе 0,44 млн лет, современные осадки отсутствуют.

На ст. 2131 удалось получить современные осадки моложе 0,27 млн лет. Единичные находки кокколитов в осадках колонки ст. 2132 связаны с крутизной склона, обусловившей их вынос, а частая встречаемость кокколитов в осадках ст. 2133, расположенной ниже критической глубины карбонатного осадконакопления, возможно, указывает на наличие "кармана" на склоне ущелья. Незначительный занос плиоценовых форм, характерный для юго-восточного склона ущелья, отмечен и на этих станциях.

На станциях 2136 и 2137, выполненных в самой глубокой части дна разлома на глубине 6135 м, получены диатомово-радиоляриевые осадки.

В осадках колонки ст. 2137 отмечены единичные экземпляры позднеплиоценовых дискоастеров и позднеплейстоценовых видов *Cyclococcolithus leptoporus*, *Ceratolithus cristatus*, *Gephyrocapsa oceanica*. В осадках из дночертателя со ст. 2136 встречены единицы *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus* и *D. surculus*, вымершие в интервале 1,8–2,1 млн лет.

На ст. 2139 с глубины 5770 м в кремневых осадках отмечены частые экземпляры зонального плиоценового вида *Discoaster asymmetricus* (около 3,5 млн лет). В комковатом кокколитовом иле встречены "часто" крупные хорошей сохранности виды: *Discoaster asymmetricus*, *D. brouwe*гу, *D. pentaradiatus*, *D. tamalis*, *D. intercalaris*, *D. challegery*, *Ceratolithus rugosus*.

В примазке из драги 2145 с глубин 5900–6100 м отмечены редкие экземпляры плиоценового вида *Discoaster brouweri*.

Таким образом, на дне ущелья получены осадки станций 2136, 2139, 2145, содержащие кокколиты плиоценового возраста.

Интервал глубины от 5770 до 6135 м значительно превышает критические глубины карбонатного осадконакопления [Лисицын, 1978]. Возможно на дне обнажаются позднеплиоценовые осадки, захороненные ранее при более высоких глубинах и подвергшиеся впоследствии опусканию. Опускание, по-видимому, произошло в раннем плейстоцене. Дальнейшее переотложение ввело их в осадки с современными диатомеями. Плейстоценовые же кокколиты не сохранились, оседая на столь большие глубины. Присутствие единичных экземпляров современных видов, возможно, связано с большой крутизной склонов ущелья и ускоренной их транспортировкой, а не накапливаются они из-за критических глубин. Подобная картина наблюдалась и в осадках колонок и близлежащей ст. 2109.

Возможен второй вариант интерпретации присутствия редких, но постоянных находок плиоценовых дискоастеров. Они встречаются практически во всех осадках склонов и дна ущелья. Вероятно, происходит постоянный незначительный размыв близлежащих к ущелью позднеплиоценовых осадков.

На ст. 2141 с глубины 4470 м в средней части северо-западного склона ущелья в полученной примазке кремнистого осадка отмечены единичные экземпляры позднеплиоценовых и нечетких, по-видимому, современных кокколитов.

На ст. 2142 на северо-западном склоне ущелья с глубины 4110 м поднята колонка длиной 190 см. Осадки представлены кремнисто-карбонатными илами. Комплексы кокколитов, встреченных в осадках, достаточно богаты в видовом отношении, содержат широко тропические виды хорошей сохранности. Слои с частым содержанием кокколитов чередуются с прослойками (190–180, 60, 20–0 см), где они встречаются в единичных экземплярах. Возможно, это было связано с тектоническими колебаниями склона вокруг уровня критической глубины карбонатного осадконакопления.

В основании колонки на 190 см встречены редкие экземпляры плиоценовых видов рода *Discoaster*. В осадках до 140 см в комплексе кокколитов присутствует зональный вид *Pseudoemiliania lacunoza*, маркирующий датировочный уровень вымиранием на 0,44 млн лет. С 140 см до вершины выявлен верхнеплейстоценовый комплекс кокколитов. Таким образом, данные кокколитового анализа позволяют считать, что колонка вошла в среднеплейстоценовые отложения.

Большая часть отложений колонки относится к зоне моложе 0,44 млн лет. Современные отложения в колонке отсутствуют. Скорость седиментации, по-видимому, была около 3,2 мм/тыс. лет в позднем плейстоцене.

Таким образом, в разломном ущелье Вима осадки, охарактеризованные известковым нанопланктоном, имеют максимальный возраст древнее 0,44 млн лет. На ст. 2111, возможно, получены нижнеплейстоценовые отложения (около 1,51 млн лет), если не рассматривать появление древних форм связанными с олистостромами.

Выходы дочетвертичных отложений [Лисицын и др., 1983] зафиксированы на станциях 2139, 2145. Максимально древние среднеплиоценовые кокколиты присутствуют в значительном количестве и видовом разнообразии на дне ущелья – ст. 2139 (3,5 млн лет). На ст. 2145 в фораминиферовом известняке отмечено присутствие редких экземпляров позднеплиоценового вида *Discoaster brouweri*.

Особенности распределения кокколитов в осадках разлома Вима свидетельствуют о существовании здесь на бортах расположенных выше критической глубины карбонатонакопления нормальных процессов седиментации. Критическая глубина по нашим данным здесь проходит примерно на 4200 м. Исключение составляют осадки с кокколитами со ст. 2133 с глубины 4500 м.

В ущелье разлома Вима широко развито переотложение кокколитов мутьевыми потоками, что объясняет почти постоянное присутствие плиоценовых форм в плейстоценовых комплексах в осадках, полученных выше критической глубины и присутствие единичных кокколитов на "запретных" глубинах до 6135 м. Борта ущелья отличаются источниками поставки материала. На северо-западном склоне отмечен более разнообразный по видовому составу и более древний, содержаний не только верхнеплиоценовые, но и миоценовые виды, комплекс переотложенных дискоастеров. Возможно переотложение вызывалось и олистостромами, что можно объяснить присутствием раннеплейстоценовых элементов в среднеплейстоценовых осадках в низах колонок 2111 и 2120. Здесь отсутствуют современные осадки, что указывает на быстрый снос в ущелье мелких кокколитов современного вида *Emiliania huxleyi*, не устойчивых

при переносе. Хорошая в основном сохранность переотложенных форм указывает на близкие источники поставки материала.

Характерной чертой распределения известкового нанопланктона в осадках разлома является его присутствие в пробах, полученных со дна долины (станции 2136–2145), расположенного ниже критических глубин карбонатного осадконакопления (глубина 5770–6135 м). Интересно еще раз подчеркнуть присутствие на ст. 2139 (глубина 5770 м) богатого в количественном и разнообразном в видовом отношении комплекса раннеплиоценовых кокколитов. В осадках других придонных станций встречены единичные плиоценовые и плейстоценовые виды.

Распределение известкового нанопланктона по профилю разлома Вима (см. рис. 36) можно интерпретировать следующим образом. На дне долины, расположенной ниже критических глубин, обнажаются нижнеплиоценовые отложения (ст. 2139). Это, по-видимому, обусловлено опусканием дна, размывом и растворением более молодых осадков, сложенных менее устойчивыми к растворению более молодыми формами кокколитов [Roth, Berger, 1975]. Единичные экземпляры более молодых плейстоценовых видов на дне обусловлены быстрым сносом их с крутых бортов долины. На бортах ущелья выше 4130 м вскрыты значительные толщи плейстоценовых осадков, наиболее мощные на вершинах склонов: 570 см – на северо-западном склоне (ст. 2111) и 380 см – на юго-восточном (ст. 2120).

Скорость осадконакопления по известковому нанопланктону колеблется от 3,2 до 11,1 мм/тыс. лет. По мере увеличения глубины взятия колонок она уменьшается. Это указывает на увеличение процессов растворения кокколитов с приближением к уровню критической глубины (скорость осадконакопления в мм/тыс. лет): ст. 2111 (глубина 3700 м – 11,1, ст. 2120 (4080 м) – 5,9; ст. 2142 (4110 м) – 3,2.

Разлом Вима находится на границе тропической и субтропической зон Индийского океана. В комплексах кокколитов северо-западного склона ущелья отсутствует субтропический элемент флоры. Присутствие субтропических видов отмечено лишь в осадках колонки самой юго-восточной ст. 2120 в более молодой позднеплейстоценовой части, моложе 0,44 млн лет. Это, по-видимому, может указывать на сужение тропической зоны в океане к концу среднеплейстоцена.

### Выводы

Основные данные биостратиграфии и изотопной геохронологии приведены на рис. 37. Для каждого вида анализа результаты сведены в отдельные столбцы, длина которых отражает длину колонки. По возрасту все проанализированные осадки относятся к четвертичному периоду и характеризуются достаточно высокими скоростями накопления (до 27 мм/тыс. лет). Повышенные скорости накопления обусловлены сложным расчлененным рельефом, способствующим развитию сбросовых и оползневых процессов и стягиванию осадочного материала в депрессионные воронки. Использование комплекса методов позволило более детально охарактеризовать режим накопления осадков, получить скорости седimentации в достаточно узких временных интервалах. В некоторых

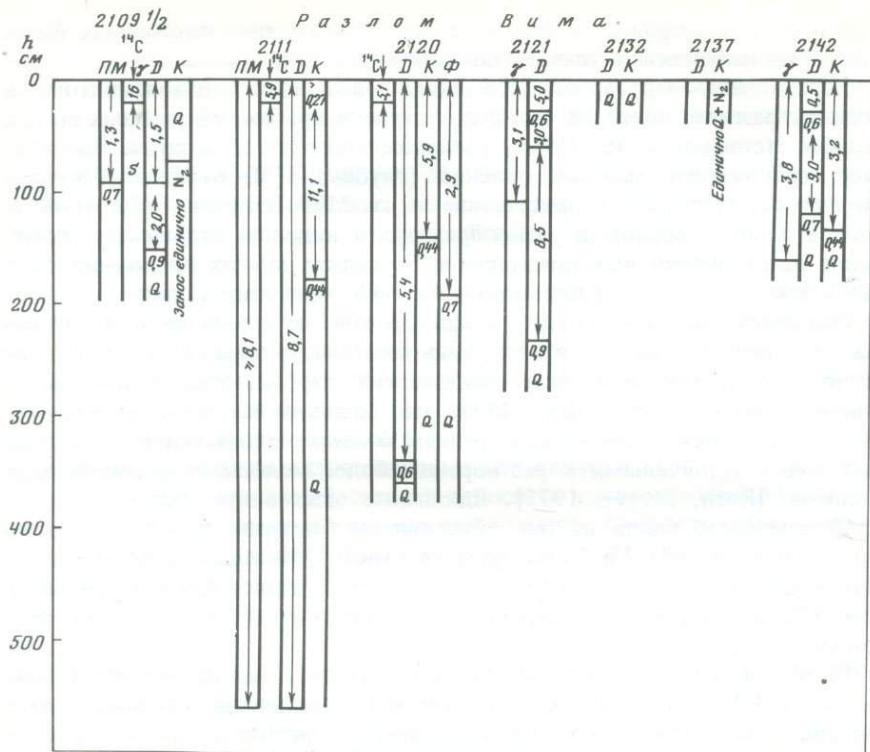


Рис. 37. Сводные результаты определения средних скоростей седиментации и возраста донных осадков разлома Вима.

Виды анализов: ПМ – палеомагнитный, Д – диатомовый, Ф – фораминиферовый, К – кокколитовый,  $^{14}\text{C}$  – радиоуглеродный;  $\gamma$  – неравновесный торий; 0,7 – возраст осадков млн. лет.; 1,3 – скорость седиментации (см/тыс. лет)

случаях по известковому нанопланктону получались более древние датировки, что, по нашему мнению, обусловлено высокой его подвижностью в процессах переотложения. По отдельным колонкам получены следующие результаты.

**Станция 2109.** Смена полярности между эпохами Брюнес и Матуяма зафиксирована на глубине 90 см, что соответствует средней скорости накопления осадков – 1,3 мм/тыс. лет; близкие значения скоростей получены изотопными методами и по результатам диатомового анализа. Единичные кокколиты плиоценового возраста на глубинах 70 см являются переотложенными. В целом возраст осадков не превышает 1 млн лет.

**Станция 2111.** По результатам палеомагнитного и диатомового анализов возраст осадков не превысил пределы эпохи Брюнес, определено близкое к предельному значение скорости седиментации и радиоуглеродным методом для верхнего горизонта колонки. По данным диатомового анализа, в основании колонки (420–570 см) зафиксирована мощная одновозрастная толща осадков, что обусловило повышенные средние скорости накопления. Известковый нанопланктон в целом дает несколько большие значения возраста.

**Станция 2120.** Колонка отобрана на противоположном (относительно ст. 2111) склоне, практически на тех же глубинах. Режим накопления осадков для этих двух колонок сходен, и получаемые результаты близки.

**Станции 2121, 2142.** Результаты, полученные по данным изотопного и диатомового анализов, значительно расходятся, а изотопного и кокколитового — близки. По нашему мнению, расхождение может быть вызвано аномальными условиями формирования видового состава диатомей, обусловленными локальным апвеллингом или развитием гидротермальных процессов.

**Станции 2132, 2137.** Осадки, отобранные на этих станциях, являются позднечетвертичными, на двух станциях зафиксированы единичные переотложенные кокколиты плиоценового возраста.

### Высокодисперсные минералы

Первые материалы по минеральному составу осадков зон разломов Индийского океана были получены в 36 и 41-м рейсах НИС "Витязь" и во 2-м рейсе НИС "Академик Курчатов" на полигонах между 28° ю. ш. и 12° с. ш. Оценивая литолого-минералогический состав осадков, Т.В. Розанова (1971) пришла к выводу, что их черты связаны с активной сейсмотектоникой, вулканизмом и выходом магматических пород. Новообразованные минералы (доломит, хлорит, серпентиноподобные, монтмориллонит) она объясняет современной гидротермальной активностью. Ею было выделено несколько комплексов минералов, связанных с исходными материнскими породами. Боннати и др. [Bonatti et al., 1973], изучавшие серпентинизированные осадочные породы из зоны разлома Романш (Атлантический океан), нашли смесь лизардита и клинохризита, обломки диопсида, энстатита, tremolita, хлорита и кальцита (в виде биогенных обломков и аутигенных образований). По мнению этих авторов, осадочные серпентиниты перемещаются гравитационным скольжением, сбросом и турбидными потоками с верхних уровней поднятий в области разломной зоны. Некоторые различия в химическом составе ультраосновных пород этой зоны и осадков объясняются захватом глинистых минералов при перемещении или влиянием гидротермального растворения в породах, или адсорбцией ряда элементов из морской воды.

Авторы дают специальное объяснение для образования tremolita и хлорита, полагая, что эти минералы формируются при гидротермальном взаимодействии серпентинитов с кремнеземом.

Значительное число работ посвящено изучению новообразованных минералов по толеитовым базальтам зон разломов и поднятий Тихого океана. Было показано, что при окислительных условиях при температуре 20–30°C [Barrett et al., 1983] или 30–50°C [McMurtry et al., 1981] образуются железистые диоктаэдрические монтмориллониты (нонтрониты) в зоне разлома Галапагосского рифта, вероятно, при охлаждении сульфидных ассоциаций. Этот процесс является буферным механизмом, регулирующим состав морской воды путем связывания значительных количеств кремния и железа, выделяющихся при высокотемпературном гидротермальном взаимодействии морской воды с базальтом [McMurtry et al., 1981].

Вторичные минералы в толеитовых базальтах Коста-Риканского рифта [Kurnosov et al., 1982] формировались главным образом в восстановительных щелочных условиях в широком интервале температур при внедрении морской воды в базальт и доставки эндогенных элементов при нагревании пиллоу лав.

Наши исследования в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" касались разломной зоны Вима Аравийско-Индийского хребта. Драгой в этой зоне

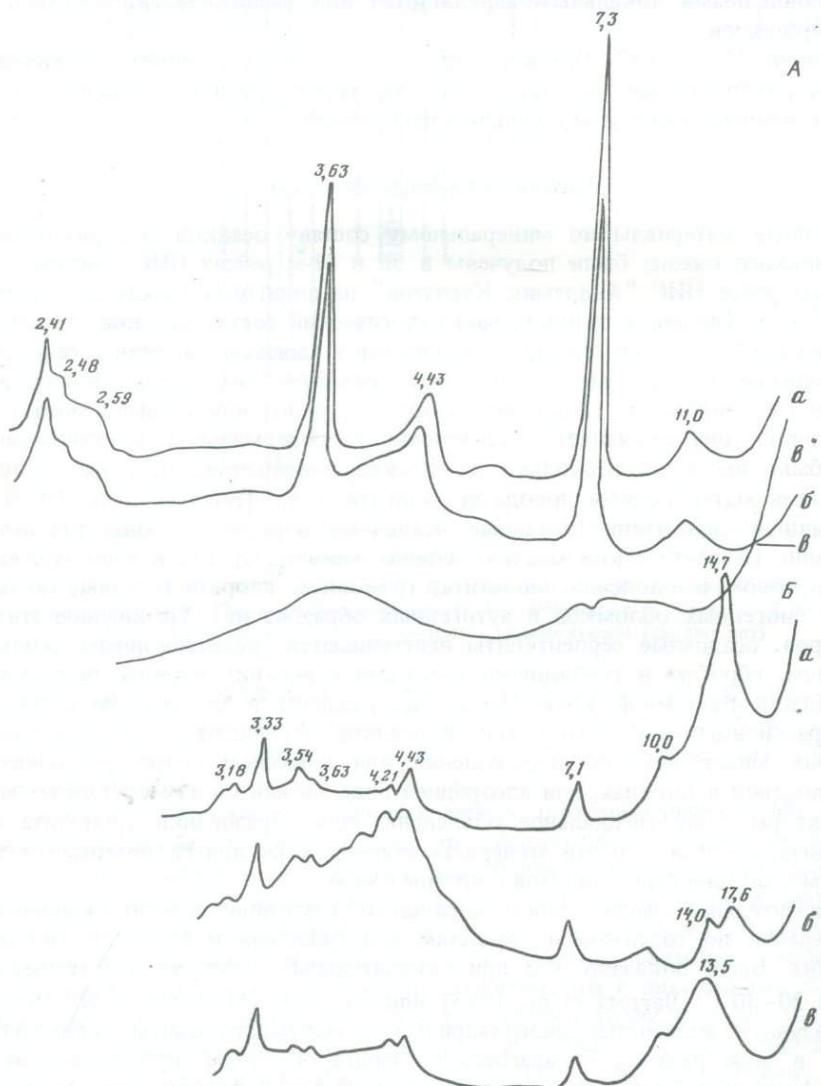


Рис. 38. Дифрактограммы фракций меньше 1 мкм, выделенных из осадков зоны разлома Вима

*A* – ст. 2145-6: *a* – насыщенный магнием; *б* – с глицерином; *в* – обработан 1н. HCl при температуре 100° С. *Б* – ст. 2121, 0–10 см: *a*–*в*, как на рис. *А*.

не была поднята глинизованная брекчия, из разных участков которой отбиралось десять проб разного цвета. Они были разделены на фракции больше 20, 20–2 и меньше 2 мкм. Содержание фракций меньше 2 мкм в разных образцах колеблется от 17 до 48%, содержание фракций 20–2 мкм более низкое (около 10%) и фракций больше 20 мкм – 40–60%.

Рентгенодифрактометрические записи показали для фракций меньше 2 и 20–2 мкм сходную картину. В девяти образцах преобладают минералы серпентиновой группы (рис. 38, А, Б) с примесью талька, амфиболя и хлорита. Отражение (060), равное 1,534 Å, указывает на триоктаэдрические минералы. Из трех разновидностей этой группы (антигорит, лизардит, хризотил), разделяемых по данным рентгеновской дифрактометрии [Whittaver, Zussman, 1956; Wicks et al., 1975], в нашем случае преобладает хризотил, возможно, с небольшой примесью лизардита.

Под электронным микроскопом (рис. 39, а–д) видны игольчатые волокнистые кристаллы разного размера. В пробе (см. рис. 39, г) можно наблюдать характерные образования аутигенного монтмориллонита в виде гофрированных форм, но его содержание, очевидно, незначительно, поэтому рентгенодифрактометрические записи его не улавливают. Отмечаются кристаллы, предположительно, арагонита (см. рис. 39, д). Морфологические различия проб, судя по рентгеновским данным, связаны только с соотношением хризотила и аморфного материала.

Определение состава макрокомпонентов во фракции меньше 2 мкм на рентгенофлюресцентном анализаторе (анализы Т.Г. Кузьминой) показали в образцах, состоящих в основном из хризотила, высокое содержание MgO (до 38,5%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (всего 0,5–0,7%), низкое содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4–5%).

Данные по химическому составу осадочных серпентинитов из впадины Романш [Bonatti et al., 1973] отличаются от наших большим содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,8–3,5%). Сравнение осадочных и породных серпентинитов из впадины Романш показало в первых больше кальция, калия, натрия, бора и более высокое соотношение алюминия и магния, кремния и магния. Эти различия авторы связывают с гидротермальным растворением в породах или адсорбией из морской воды.

В отличие от выше описанных проб хризотилового состава в одной пробе белого цвета преобладал хлорит с небольшой примесью хризотила. Под электронным микроскопом видны пластинчатые кристаллы (рис. 39, е). Для оценки характера исходных минералов или хотя бы менее измененных исходных составляющих метаморфических пород были изучены плотные нерассыпающиеся куски проб, оставшиеся после просеивания через сито 1 мм. В пробах темно-серого цвета преобладал хлорит с небольшой примесью хризотила. В белых пробах был найден амфибол с хлоритом. В желто-серых пробах был обнаружен только энстатит. Эти материалы свидетельствуют о том, что происходит интенсивная переработка не только ультраосновных пород, но и базальтов.

Наши материалы интересно сопоставить с данными, полученными ранее для впадины Хесса, в районе интенсивной гидротермальной активности (Галапагосский рифт). По данным бурения, было показано [Schmitz et al., 1982], что в верхней окисленной зоне присутствует высокозарядный смектит, кальцит, полевые шпаты, а в нижней преобладает серпентин (кли-

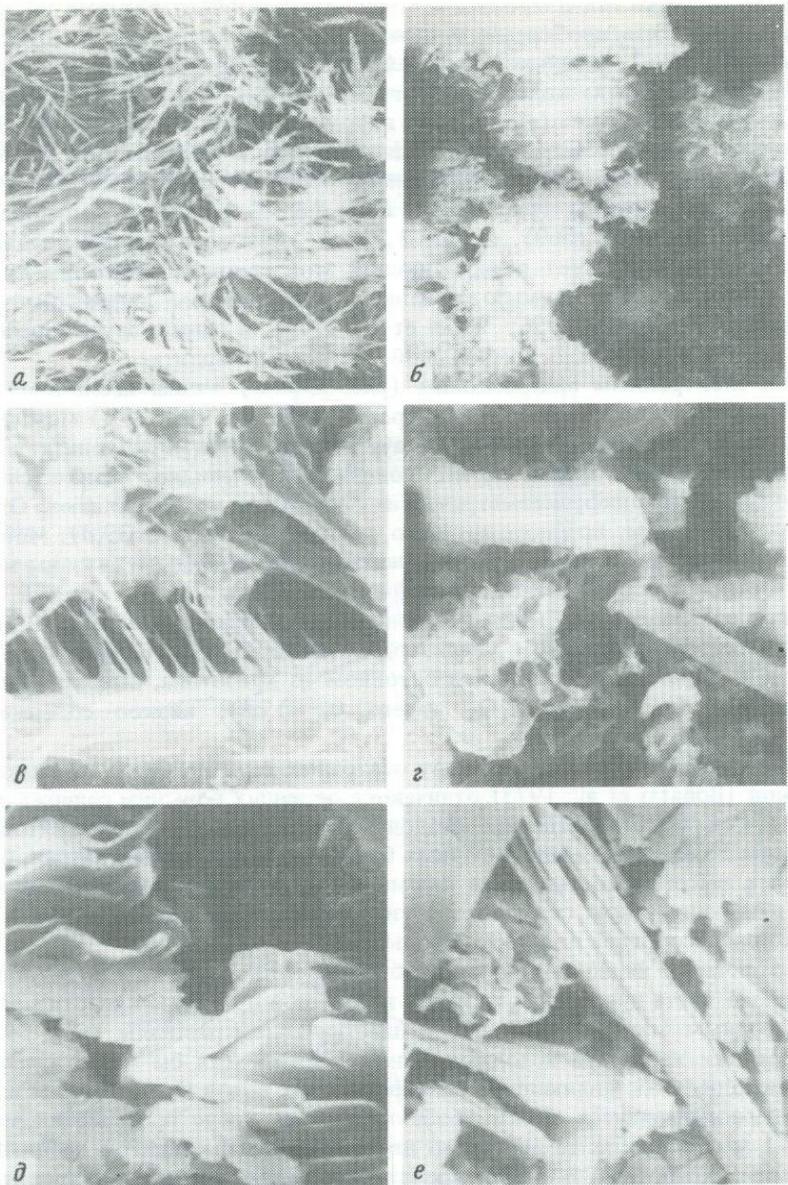


Рис. 39. Электронно-микроскопические снимки проб из глинизированной брекчии ст. 2145 (разлом Вима)

*a* — проба 6ж,  $\times 4000$ , серпентинит; *б* — проба 6а,  $\times 2000$ , серпентин; *в* — проба 6,  $\times 400$ , серпентин; *г* — проба 8а,  $\times 300$ , монтмориллонит; *д* — проба 7б,  $\times 4000$ , арагонит; *е* — проба 8е,  $\times 6000$ , хлорит

нохризотил 2м). Химический состав фракции меньше 2 мкм осадков нижней части скважины отличается от наших данных более высоким содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (15,7%) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,4–2%) и меньшим  $\text{MgO}$  (11,6–37%).

В глинизированной гидротермальной породе впадины Хесса был обнаружен своеобразный глинистый минерал, который был назван хлорит-монтмориллонитом [Горбунова, 1976], или хлорит-вермикулитом [Розанова и др., 1978]. Сравнение этих материалов с полученными нами для разломной зоны Вима показывает существенные различия. Нам не удалось обнаружить последний минерал, в большей части проб преобладали минералы серпентиновой группы и триоктаэдрический хлорит, отмечались примеси талька и амфибала.

При изучении гидротермального изменения базальтов из скважин бурения в Исландии [Krismannsdottir, 1978] удалось выделить шесть зон в зависимости от найденных минералогических ассоциаций. Было показано, что магнезиальные монтмориллониты (сапониты) формируются при температуре 200°C, они трансформируются в расширяющиеся хлориты при 200–300°C, большая часть цеолитов и кальциевых силикатов при этом исчезает. Хлориты становятся преобладающими, когда температура превышает 240°C. Активолит появляется близ 300°C. Глинистые количественно наиболее сильно измененные минералы в дальнейшем слабо отвечают на изменение температуры.

Присутствие хлорита и амфиболов в наших образцах говорит о температуре воздействия на исходную породу, по крайней мере около 300°C. Стадия монтмориллонитизации здесь четко не выявлена.

В колонке 2121 (0–285 см) из этой же зоны глинистые минералы хорошо выражены и представлены сверху донизу в основном алюмокальцитным монтмориллонитом (60%), устойчивым к воздействию горячей 1% соляной кислоты (рис. 38,Б), есть смешанослойных иллит-монтмориллонит, который образуется по продуктам подводного разложения базальтов. Отмечается большая примесь эдафогенного материала, представленного минералами серпентиновой группы, хлоритом и амфиболами. Есть следы кварца и полевых шпатов, приносимых золовым путем с суши. В отличие от вышеописанной глинизированной брекчии, в которой явно преобладали продукты ультраосновных пород, в этой колонке больше материала преобразования базальтов на дне океана и выветривания вулканогенного материала островов.

### Геохимия осадков

Геохимический облик донных осадков разлома Вима определяется различным соотношением пелитового глинистого материала, биогенного (карбонатного и кремнистого), эдафогенного алевритово-песчаной разности и, возможно, металлоносного вещества. По литологическим признакам выделены эдафогенные, эдафогенно-карбонатные, карбонатные, кремнисто-глинистые и кремнисто-карбонатные осадки. Макро- и микротипный состав осадков показан в таблицах 7 и 8. Описание методик анализа дано в работах А.А. Мигдисова и др. [1979] и В.Н. Лукашина [1981].

Таблица 7. Основной химический состав осадков разлома Вима, %  
 (анализы выполнены методом рентгено-флюоресцентного анализа  
 на спектрометре YRA-2, аналитик Т.Н. Кузьмина)

№ п/п	Станция	Орудие сбора	Глубина, м	Горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	2109-1	ПТ	6080	0-20	46,20	8,45
2				25-40	37,64	6,58
3				115-130	31,9	5,7
4				170-190	31,3	5,7
5	2109-2	ТБД	6070	0-20	35,2	6,25
6				40-50	31,7	6,5
7				90-100	38,5	9,75
8	2109-3	Дч	6015	0-5	45,45	8,6
9	2111	ТБД	3700	0-15	11,25	1,84
10				25-35	7,83	1,46
11				120-130	10,07	0,58
12				225-230	15,94	0,15
13				550-570	19,73	1,57
14	2115	Дч	2560	ср.	6,73	0,75
15	2120	ТБД	4080	0-20	7,48	1,25
16				60-65	7,15	1,23
17				100-125	6,17	1,15
18				210-220	7,76	1,34
19				280-295	7,51	1,41
20				360-380	14,37	2,31
21	2121	ПТ	5570	0-20	39,26	6,20
22				45-60	56,17	7,33
23				140-150	58,38	6,42
24				190-213	56,85	5,18
25				265-285	55,72	6,70
26	2132	ПТ	4270	0-15	13,71	1,12
27				35-45	11,9	1,68
28	2133	Дч	4500	0-5	8,84	1,23
29	2136	Дч	6135	0-5	45,36	7,53
30	2136	Дч	6135	8-10	39,4	6,7
31	2137	ПТ	6135	0-16	29,1	5,55
32				25-36	31,3	5,6

Сравнивая в целом химический состав осадков разлома Вима с химическим составом пелагических глин Индийского океана, отобранных на станциях 2103-2104 данного рейса (наиболее близких к разломам Вима, Арго и Мария Целеста, где были найдены типичные глубоководные глины), можно видеть (табл. 9), что донные осадки разлома обогащены марганцем, алюминием, титаном, кремнием, калием, кобальтом, никелем, галлием, медью, цирконием, ванадием, литием, несколько обогащены железом и заметно богаче хромом и магнием.

$\text{Fe}_2\text{O}_3$	MgO	CaO	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	MnO	$\text{SiO}_2\text{ аморф}$
10,35	11,4	6,22	0,58	0,56	0,39	11,3
9,9	8,91	18,1	0,55	0,36	0,25	10,4
7,95	12,0	18,1	0,35	0,33	0,25	8,4
7,71	11,3	18,2	0,34	0,31	0,25	8,4
8,1	9,9	17,9	0,34	0,32	0,26	9,4
8,0	16,1	18,9	0,22	0,44	0,18	4,8
9,2	8,34	16,1	0,59	0,69	0,25	—
9,6	12,2	5,97	0,54	0,60	0,38	10,0
1,32	2,0	40,4	0,30	0,05	0,08	3,6
1,06	2,04	44,9	0,23	0,03	0,06	1,8
1,06	2,9	42,7	0,31	0,04	0,14	7,7
1,05	4,05	36,9	0,34	0,41	0,04	15,3
1,60	2,8	34,3	0,48	0,05	0,06	13,2
2,6	1,15	44,4	0,32	0,02	0,01	3,6
0,70	1,71	45,1	0,19	0,02	0,05	2,3
0,71	1,03	46,4	0,24	0,02	0,22	2,0
0,64	0,62	47,1	0,22	0,02	0,02	1,5
0,72	1,9	44,7	0,23	0,02	0,05	2,2
0,83	1,66	46,1	0,32	0,03	0,05	1,7
1,54	0,34	43,6	0,4	0,04	0,11	4,8
6,0	5,14	17,4	0,91	0,24	0,38	13,7
6,67	6,83	1,55	1,08	0,31	0,11	25,9
5,81	8,12	1,36	1,05	0,29	0,07	31,9
5,2	11,4	1,33	0,78	0,21	0,09	35,4
6,37	9,2	1,53	1,01	0,27	0,13	28,0
0,7	1,65	40,0	0,30	0,03	0,02	9,1
1,3	0,82	41,5	0,38	0,04	0,02	5,0
0,76	1,05	32,7	0,23	0,03	0,06	3,7
11,1	19,6	4,0	0,32	0,60	0,33	14,2
9,9	21,6	8,0	0,28	0,46	0,28	11,7
7,8	10,7	19,3	0,45	0,32	0,22	6,2
8,2	13,3	19,9	0,42	0,34	0,14	8,2

Прямому сравнению абсолютных концентраций отдельных компонентов из разных областей океана присущи определенные трудности. В частности, кремнисто-карбонатные и кремнисто-глинистые осадки разлома оказываются беднее пелагических глин кремнеземом и только отношение окиси кремния к окиси алюминия показывает, что осадки разлома в действительности обогащены кремнеземом. Алюминий обычно применяют для нормализации других элементов как элемент-индикатор глинистой фракции. Из рассмотрения табл. 10, в которой даны отношения окисей

Таблица 8. Химический состав донных осадков трансформного разлома Вима  
(в пересчете на бескарбонатное вещество)

(Fe, Mn, Ti, CaCO<sub>3</sub> определялись экспресс-методами классической химии,  
аналитик Е.Г. Соколова; Al, Cu, Zn, Co, Pb, Ni – методом атомной абсорбции,  
Zi – атомной эмиссии на спектрофотометре "Сатурн", аналитик С.В. Храмов)

№ п/п	Станция	Орудие сбора	Глубина, м	Горизонт, см	Al	Fe	Mn	Ti	CaCO <sub>3</sub>	Cu	Zn
1	2109-1	ПТ	6080	0–20	8,51	8,57	0,33	0,42	9,1	290	174
2				25–40	6,49	7,56	0,21	0,20	24,0	240	106
3				75–80	6,01	7,47	0,20	0,24	21,0	220	102
4				115–130	6,37	6,60	0,31	0,26	24,0	214	94
5				170–190	5,26	5,94	0,25	0,19	24,0	224	98
6	2109-2	ТБД	6070	0–20	6,02	6,77	0,24	0,25	21,0	214	94
7				40–50	6,62	6,77	0,15	0,36	25,0	191	84
8				90–100	10,06	8,16	0,24	0,38	19,0	110	97
9	2109-3	Дч	6015	0–5	6,13	9,28	0,32	0,21	8,0	322	134
10	2111	ТБД	3700	0–15	5,8	4,3	0,30 <0,15	75,0	275	90	
11				25–35	3,6	3,6	0,23 <0,15	74,0	230	84	
12				120–130	4,0	3,3	0,70 <0,15	75,5	320	100	
13				225–230	4,6	3,5	0,42 <0,2	75,5	204	108	
14				550–570	—	—	—	68,2	—	—	
15	2115-1	Дч	2560	Ср.	—	—	0,05 <0,3	83,2	153	—	
16	2120	ТБД	4080	0–20	5,6	2,8	0,29 <0,3	84,4	200	160	
17				60–65	4,7	3,0	0,10 <0,3	80,1	150	100	
18				110–125	4,1	2,8	0,12 <0,3	83,9	125	125	
19				195–200	5,4	2,1	0,37 <0,3	81,4	315	130	
20				210–220	18,7	23,6	0,47 <0,3	84,5	1125	380	
21				230–245	6,3	—	0,25 <0,3	80,6	100	140	
22				280–295	5,4	3,8	0,27 <0,3	83,4	240	135	
23				305–315	5,8	2,8	0,23 <0,3	78,8	145	155	
24				360–380	13,3	6,2	0,67 <0,3	70,1	360	140	
25	2121	ПТ	5570	0–20	6,0	5,6	0,55 <0,24	25,6	185	140	
26				30–40	8,6	6,35	0,093 0,19	2	332	124	
27				45–60	7,83	6,16	0,10 0,15	2	335	120	
28				110–130	5,83	6,07	0,12 0,22	<1	308	107	
29				140–150	6,84	6,31	0,02 0,14	<1	190	126	
30				165–180	5,26	5,02	0,09 0,1	<1	245	94	
31				190–213	—	—	— 0,19	<1	—	—	
32				230–245	5,75	6,11	0,14 0,12	<1	350	130	
33				265–285	7,10	6,33	0,15 0,12	<1	332	130	
34	2132	ПТ	4270	0–15	—	1,9	0,05 <0,2	74,5	190	140	
35				35–45	—	2,8	0,05 <0,2	75,0	185	180	
36	2133	Дч	4500	0–5	—	2,8	0,32 <0,2	75,0	270	172	
37	2136	Дч	6135	0–5	6,75	9,75	0,28 0,46	<1	184	115	
38		Д		8–10	6,32	8,2	0,26 0,29	5,0	170	120	
39	2137	ПТ	6135	0–16	—	9,4	0,27 0,31	26,3	260	135	
40				25–36	—	7,9	0,17 0,44	23,7	230	130	

	Co	Pb	Li	Ni	Cr	Ga	V	Zr	Yb	Y	Al · 100		Fe + Mn Ti
											Al + Fe + Mn		
	25	30	41	350	260	7,4	135	70	4,3	36	48,9		21,2
	27	60	170	310	230	6,0	80	45	2,7	27	45,5		38,8
	30	30	35	410	230	6,5	87	46	2,7	25	43,8		31,9
	21	20	41	270	260	7,0	85	50	2,6	33	48,1		26,6
	29	20	35	310	170	7,0	73	47	2,7	30	45,7		32,5
	29	50	32	280	220	6,8	87	41	2,6	33	46,1		28,0
	29	30	35	380	290	6,8	97	57	2,6	26	48,5		19,2
	16	20	44	130	220	9,5	105	65	2,7	26	54,8		22,1
	27	60	38	280	260	3,7	105	54	4,3	36	39,0		45,7
	22	—	15	140	120	6,0	90	40	4,8	50	55,7		>30
	27	—	17	83	80	—	—	<25	5,5	60	48,6		>25
	29	—	15	96	100	6,8	70	<25	6,6	73	50,0		>26
	28	—	32	100	85	9,6	—	54	8,0	68	54,1		>20
	—	—	—	110	88	8,0	115	58	6,3	77	—		—
	—	—	—	220	170	14,7	—	110	10,6	88	—		—
	60	—	<35	180	280	—	—	<50	12,3	100	64,4		>10
	45	—	<25	130	165	—	—	<50	9,8	78	60,2		>10
	52	—	37	125	150	—	—	<50	12,2	87	58,5		>10
	45	—	32	160	165	—	100	<50	10,0	102	68,3		>8
	80	—	125	510	530	—	—	<50	13,3	100	43,7		80,3
	50	—	<25	150	180	—	—	<50	9,3	90	56,8		—
	55	—	35	185	190	—	—	<50	12,1	94	57,4		>14
	42	—	28	95	125	—	80	<50	8,8	82	65,9		>10
	33	—	37	260	370	9,6	90	35	6,5	75	65,8		>23
	20	65	46	470	225	18	73	75	4,5	60	49,4		25,6
	9	<10	47	150	220	8,4	80	82	5,2	72	57,3		33,9
	10	20	47	160	230	9,0	72	64	4,8	72	55,6		41,7
	70	<10	47	180	260	7,6	74	66	5,2	66	48,6		28,1
	8	80	20	100	190	9,0	74	84	4,4	50	51,2		45,2
	9	<10	32	145	220	11	52	54	4,5	40	50,7		>50
	—	—	—	200	—	7,6	74	60	4,8	40	—		—
	13	10	44	170	250	6,8	62	50	4,6	60	47,9		44,6
	15	<10	53	160	280	8,0	68	74	4,8	64	46,2		54,0
	52	—	—	260	170	—	65	56	8,0	90	—		>10
	70	—	—	320	300	9,2	70	45	8,0	90	—		>14
	60	—	—	340	320	—	95	50	8,6	80	—		>15
	78	40	32	840	1300	7,6	150	70	4,8	44	40,2		21,8
	75	20	35	890	1200	5,8	90	54	3,9	30	42,6		29,1
	72	—	160	480	370	8,0	115	70	3,6	35	—		31,2
	64	—	160	1200	525	8,2	110	60	3,6	35	—		18,3

Таблица 9. Средний химический состав типов осадочных отложений и коренных пород разлома Вима, а также пелагических илов Индийского и Мирового океанов  
(окислы в %, микроэлементы в  $\mu \times 10^{-4}$ % на натуральный осадок)

Тип осадка, станция	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> аморф	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	CaO	Cu
Эдафогеный, 2115 (п-1)	6,7	3,6	0,75	2,6	1,15	0,32	0,02	0,01	44,4	25
Эдафогенно-карбонатный, 2120 (п=6)	8,4	2,4	1,45	0,89	1,2	0,27	0,025	0,08	45,5	66
Карбонатный 2111 (п=5)	13,0	8,3	1,12	1,21	2,2	0,33	0,11	0,08	39,8	68
Кремнисто-глинистый 2121 (п=5)	53,3	27,0	6,25	6,01	8,18	0,97	0,22	0,16	4,6	260
Кремнисто-карбонатный 2109 (п=3)	43,1	10,6	7,87	9,96	10,8	0,56	0,51	0,34	10,0	245
Пелагические глины Индийского океана, 2103–2104	53,7	—	13,4	7,0	2,0	2,4	0,51	1,7	—	380
Пелагические осадки* Мирового океана, поверхностный слой	42,1	—	10,1	5,42	2,36	1,6	0,57	0,37	19,05	237
Базальты**	49,8	—	17,0	2,2	8,16	0,12	1,24	0,16	11,8	87
Габбро**	47,1	—	18,67	4,5	18,83	0,02	0,25	0,10	14,2	65
Серпентиниты**	39,8	—	1,32	7,12	35,8	0,02	0,035	0,09	1,1	25

\* Лисицын, 1978;

\*\* Кузьмин, Богданов (см. настоящую книгу).

основных элементов и микроэлементов к окиси алюминия, следует, что все типы донных осадков разлома обогащены относительно пелагических глин кремнием, железом, магнием, хромом, никелем, ванадием, медью, цинком, резко обеднены марганцем, слегка кобалтом, карбонатные и кремнисто-карбонатные богаты титаном, эдафогенные и карбонатные осадки обогащены калием, цинком, галлием, итербием, три других типа осадков разлома обеднены этими элементами. Такие соотношения объясняются различными пропорциями осадочных компонентов, составляющих осадок в целом. Таковыми компонентами являются пелагические глины, биогенные илы (карбонатные и кремнистые), эдафогенный, металлоносный, гидрогенный компоненты. Представляет большой интерес оценить относительный вклад каждого из указанных компонентов. Долю пелагических глин можно оценить при допущении, что фракция пелагических глин осадков разлома Вима содержит тот же процент окиси алюминия, что и пелагические глины близлежащей области Индийского океана. Тогда по-

Zn	Ni	Co	Cr	Li	V	Zr	Ga	Yb	Y	$\frac{100 \cdot Al}{Al + Fe + Mn}$	$\frac{Fe + Mn}{Ti}$
—	37	—	29	—	—	18	2,4	1,8	15	17	161
33	63	10	53	9	—	9	—	2,1	17	58	24
25	28	7	25	5,2	24	11	2,0	1,6	17	40	15
130	220	13	230	41	72	72	10,3	4,7	57	42	34
120	270	23	215	70	92	48	4,9	3,2	28	35	25
130	400	110	95	55	140	150	14	99	70	52	21
130	97	65	60	29	96	124	13	—	53	55	13
—	110	33	280	4	230	55	—	3,8	25	84	2,4
150	700	40	1000	8	80	12	—	1,0	5	74	22,5
130	2400	120	1300	5	80	20	—	0,1	0,9	11,6	263

лучаем, что эдафогенный осадок состоит из пелагических глин примерно на 6%, эдафогенно-карбонатный – на 11, карбонатный – на 8, кремнисто-глинистый – на 47 и кремнисто-карбонатный – на 59% (табл. 11). Содержание аморфного кремнезема определяется по отношению к алюминию как "избыток" над типичным терригенным осадком. По А.П. Лисицыну [1978] для океанской осадочной толщи отношение  $Si/Al = 3,64$ ,

$$SiO_2_{\text{аморф}} = SiO_2_{\text{вал}} - \left( \frac{SiO_2}{Al_2O_3} \right)_{\text{тер. осад}} \times Al_2O_3_{\text{вал}} = \\ = SiO_2_{\text{вал}} - 4,13 \times Al_2O_3_{\text{вал}}$$

Оценим гидрогенную фракцию осадка при допущении, что практически весь марганец в осадке имеет гидрогенную природу [Krishnaswami, 1976; Лукашин, 1983; Гордеев, 1985] и что гидрогенная фракция имеет такое же содержание марганца, как и железо-марганцевые конкреции Индийского

Таблица 10. Отношение окислов основных элементов и микроэлементов к окиси алюминия в осадках и коренных породах разлома Вима, пелагических глинах Индийского океана, пелагических осадках Мирового океана, (для микроэлементов, в  $n \times 10^4 \%$ )

Тип осадка	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{MnO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Cu}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Zn}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Эдафоген- ный	8,9	3,47	1,5	0,43	0,027	0,013	33	—
Эдафогенно- карбонатный	5,8	0,61	0,82	0,19	0,017	0,055	45	23
Карбонатный	11,6	1,08	1,96	0,29	0,1	0,07	60	22
Кремнисто- глинистый	8,5	1,04	1,3	0,15	0,035	0,025	42	21
Кремнисто- карбонатный	5,5	1,26	1,37	0,07	0,064	0,043	31	15
Пелагические глины Индий- ского океана	4,0	0,52	0,15	0,18	0,038	0,13	28	10
Пелагические осадки Миро- вого океана	4,1	0,54	0,23	0,16	0,056	0,036	23	13
Базальты	2,9	0,13	0,48	0,007	0,072	0,009	5	—
Габбро	2,5	0,24	1,0	0,003	0,013	0,005	3	8
Серпентиниты	30,1	5,4	27,1	0,018	0,026	0,07	19	100

Тип осадка	$\frac{\text{Ni}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Co}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Cr}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Li}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{V}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Zr}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Ga}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Yb}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Y}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Эдафоген- ный	49	—	38	—	—	24	3,2	2,4	2
Эдафогенно- карбонатный	43	7	36	6	—	6	—	1,5	12
Карбонатный	25	6	22	5	21	10	1,8	1,4	15
Кремнисто- глинистый	35	2	37	6	11	11	1,6	0,7	9
Кремнисто- карбонатный	34	3	27	9	12	6	0,6	0,4	3
Пелагические глины Индий- ского океана	30	8	7	4	10	11	1,0	0,7	5
Пелагические осадки Миро- вого океана	10	6	6	3	10	12	1,3	—	5
Базальты	6	2	16	0,4	13	3	—	0,2	1,5
Габбро	37	2	53	0,4	4	0,6	—	0,05	0,3
Серпентиниты	1818	90	984	4	60	15	—	0,07	0,7

Таблица 11. Оценка вклада различных компонентов  
в осадки разлома Вима, в % от всего осадка

Тип осадка	Компонент						Сумма, %
	Пелаги-ческие глины	Биоген-ный $\text{CaCO}_3$	Биоген-ный $\text{SiO}_2$ аморф	Гидро-генные металлы	Металло-носный осадок	Эдафо-генный осадок + мор-ские соли	
Эдафоген-ный	5,6	83,2	3,6	0,1	6,8	0,8	100,0
Эдафоген-но-карбо-натный	10,8	81,0	2,4	0,3	0,3	5,2	100,0
Карбонат-ный	8,3	73,5	8,3	0,3	1,9	7,7	100,0
Кремнисто-глинистый	46,6	5,5	27,0	0,6	8,3	12,0	100,0
Кремнисто-карбонатный	58,7	13,77	10,6	1,5	18,1	0	102,6

океана (по данным 25-го рейса, среднее содержание  $\text{MnO}$  в конкрециях \* равно 22,8% [Левитан, Гордеев, 1981].

Весьма непросто оценить долю металлоносного компонента в осадках разлома. Сделаем это по аналогии с работой Дж. Бишоффа с соавторами [Bischoff et al., 1979], которые рассчитывали фракцию металлоносного компонента в донных осадках центральной части Тихого океана по формуле (с измененными числовыми коэффициентами, соответствующими пелагическим осадкам Индийского океана)

$$3,13 \cdot [(\text{Fe}_2\text{O}_3 \% - 0,52 \text{Al}_2\text{O}_3 \% ) - 0,23 \text{MnO}\%],$$

где количество металлоносного осадка в первом приближении можно считать пропорциональным разности между "избытком" окиси железа в осадке и фракцией гидрогенного марганца. "Избыток" окиси железа определяется как разность между общим  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и величиной  $0,52 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ , где коэффициент 0,52 равен отношению  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$  в пелагических глинах Индийского океана. Поскольку "избыток"  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  включает в себя и гидрогенную фракцию, последняя должна быть вычтена из него. Коэффициент перед скобкой 3,13 означает, что за "чистый" металлоносный осадок принят металлоносный осадок депрессии Баузера в Тихом океане с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 32\%$  [Bischoff, Rosenbauer, 1977, Лисицын и др., 1976].

Результаты выполненных таким образом расчетов приведены в табл. 11. Недостающая до суммы в 100% величина относится к эдафогенной фракции осадка и сухому остатку морских солей в осадке. На первый взгляд результаты, касающиеся вклада эдафогенного компонента и морских солей, вызывают сомнения в их достоверности, поскольку они противоречат самим названиям типов осадков. Так, вклад эдафогенного компонента

в эдафогенном типе осадка оказывается практически незначимым по данным таблицы, тогда как в кремнисто-глинистом типе осадка он максимален — 12%. На наш взгляд причины такого несоответствия следующие. Во-первых, надежность полученных оценок при сделанных допущениях такова, что их (оценки) следует принимать лишь с точностью до порядка величины. Вклад эдафогенного компонента и морских солей оценен по разности между 100% и суммой остальных независимо определенных компонентов, что еще более снижает надежность оценки этого компонента. Во-вторых, химический состав эдафогенного типа осадка охарактеризован только единственным образцом ст. 2115 (средняя проба осадка), который может быть не вполне представительным для данного типа осадка. В-третьих, эдафогенный материал в основной своей массе имеет размерность песка или даже мелкого гравия, т.е. таких фракций, которые не включаются в растертую до порошка пробу осадка, идущую на химический анализ. Тем самым влияние эдафогенной кластики на химический состав осадка значительно снижается. И в-четвертых, чтобы получить только эдафогенный компонент (см. табл. 11 последнюю колонку), нужно вычесть вклад морских солей. Для оценки их вклада необходимо иметь данные по содержанию натрия в осадке, которых у нас, к сожалению нет. По расчетам уже упоминавшихся авторов [Bischoff et al., 1979], вклад этот для разных типов тихоокеанских осадков составляет порядка 5–10%, причем он наиболее значим для кремнистых осадков. Этим в какой-то мере можно объяснить цифру 12% для кремнисто-глинистого осадка. Учитывая сказанное, можно достаточно уверенно говорить только о том, что вклад эдафогенного компонента во все пять типов осадков разлома Вима, выделенных по литологическим данным, незначителен и, по-видимому, не превышает 10%. В том, что он существует, убеждает значительное обогащение осадков магнием, хромом, никелем и обеднение марганцем и калием, что явно происходит под влиянием эдафогенной кластики.

Также с определенной осторожностью следует относиться к цифрам вклада металлоносной фракции осадка. Как видно из табл. 11, они колеблются практически от нуля у эдафогенно-карбонатного осадка до 18% у кремнисто-карбонатного осадка. Если судить по алюминий-железо-марганцевому и железо-марганцево-титановому модулям металлоносности,

то по этим показателям  $\left( \frac{Al \cdot 100}{Al + Fe + Mn} \leq 30, \frac{Fe + Mn}{Ti} \geq 25 \right)$  эдафогенный и

кремнисто-глинистый типы осадков показывают наличие гидротермального привноса металлов в них. Однако присутствие эдафогенного материала сильно осложняет использование указанных модулей. Достаточно обратиться к табл. 9, где в последних столбцах приведены величины модулей для осадков и коренных пород. Судя по ним, можно прийти к ошибочному заключению, что такие коренные породы, как габбро и особенно серпентиниты, относятся к металлоносным образованиям. По-видимому, роль гидротермального привноса в осадки разлома незначительна, об этом свидетельствуют очень низкие концентрации марганца, что можно связывать с преобладанием эдафогенной кластики над металлоносной фракцией. Таким образом, по донным осадкам разлома Вима можно сделать

вывод, что химический состав всех выделенных типов этих осадков имеет специфические черты, отличающие их в значительной мере от типичных пелагических осадков океана.

Осадки разлома на 80–95% состоят из смеси пелагических глин и биогенных илов (карбонатных и глинистых), остальные 5–20% приходятся на долю эдафогенной кластики и металлоносной фракции (а также морских солей), которые и создают своеобразный геохимический облик этих осадков.

### Строение разломного ущелья Вима

Среди магматических пород разлома Вима обнаружена широкая гамма пород ультраосновного и основного состава. Большая часть ультраосновных пород несет следы значительной тектонической переработки, что может свидетельствовать об их протрузивной природе. В то же время породы расслоенного комплекса, габбро-диабазы и базальты, очевидно, не претерпели значительных тектонических перемещений, следов раздробленности они не обнаруживают. На основании имеющегося фактического материала, а также используя наши знания по механизму формирования трансформных разломов [Wilson, 1965; Bonatti et al., 1979; Arcyana, 1975; Menard, Atwater, 1969, и др.], по строению океанской коры и отдельных глубоко врезанных естественных обнажений океана [Зоненшайн и др., 1976; Кащинцев и др., 1982] и по строению офиолитовых разрезов [Пейве, 1969; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Колман, 1980; Мурс, Вайн, 1973; Coleman, 1981] была составлена геологическая карта разлома Вима масштаба 1:250000 (рис. 40). Вполне понятно, что границы между различными типами пород проведены в основном с большой долей условности, так как не всегда имелось необходимое количество наблюдений.

По дну разломного ущелья проведено главное тектоническое нарушение, являющееся линией трансформного разлома, которую можно рассматривать в качестве границы литосферных плит [Морган, 1974]. Имеющийся фактический материал показывает, что строение бортов разломного ущелья различно. Юго-восточный борт вскрывает нормальный разрез океанской коры. Верхняя часть склона сложена базальтами, мощность которых составляет около 500 м. Ниже базальтов показана зона габброидов. Такое впечатление, несомненно, условно. При описании фактических данных мы видели, что в низах габбрового слоя отмечаются находки вестеритов, которые возможно и слагают самостоятельный горизонт, но имеющегося материала недостаточно для его выделения. В верхах габбрового горизонта на некоторых станциях были подняты образцы габбро-диабазов. Возможно, они представляют собой дайки в габбро, а может быть, слагают самостоятельный горизонт параллельных даек, пользующихся широким распространением в офиолитовых комплексах [Мурс, Вайн, 1973; Кузьмин и др., 1983]. Однако находки данных пород в пределах разлома Вима единичны, поэтому мы не выделяем самостоятельных горизонтов даек и пироксенитов, а объединяем все эти породы в габбровый горизонт, мощность которого на юго-восточном борту ущелья колеблется от 1,5 до 3 км. Габбро залегают непосредственно на гипербазитах, о характере границ между этими двумя типами пород говорить трудно, но, возможно, в ряде

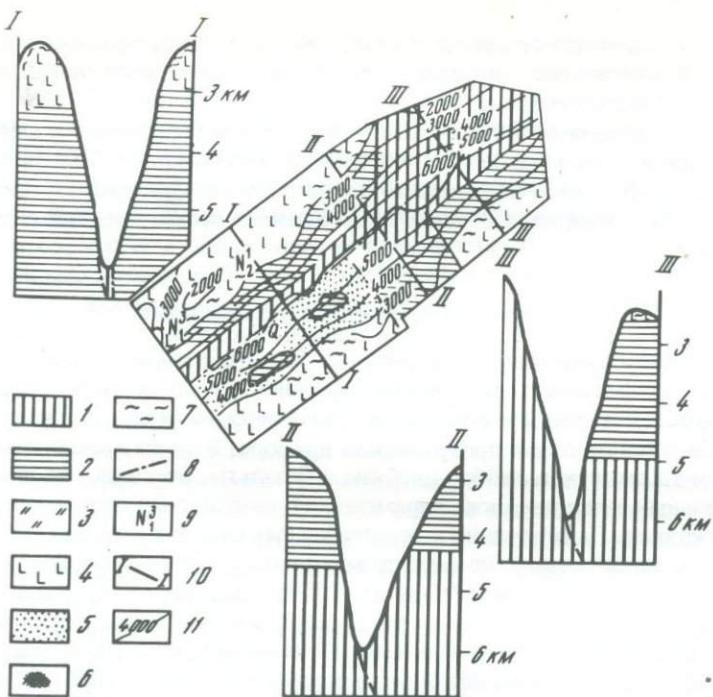


Рис. 40. Схематическая геологическая карта разлома Вима

1 — серпентиниты; 2 — габбро; 3 — дайковый комплекс; 4 — базальты; 5 — перекрывающие магматические породы, осадки мощностью более 50 см; 6 — гидротермальные проявления; 7 — железо-марганцевые корки; 8 — тектонические нарушения; 9 — возраст базальтового ложа; 10 — положение разрезов; 11 — изобаты

случаев она тектоническая. Следует обратить внимание, что по простиранию склона меняется его строение. В центральной части изученного отрезка склона намечается блок, в котором на более высокий уровень подняты гипербазиты. Такие явления могут происходить в результате того, что по оперяющим трансформный разлом тектоническим нарушениям, которые мы попытались наметить на геологической карте по данным батиметрии, происходят, скорее всего, вертикальные перемещения отдельных блоков земной коры. На возможность таких движений в пределах зон трансформных разломов указывалось неоднократно [Menard, Atwater, 1969; Bonatti et al., 1976], свидетельством их, в частности, являются протрузии гипербазитов [Bonatti, 1976].

Северо-западный борт разломного ущелья сложен теми же породами. Мощность базальтового горизонта здесь составляет около километра. Далее отмечаются габбро, которые на самом дне ущелья подстилаются гипербазитами. В самом северо-западном углу исследуемого участка габбро и базальты исчезают, а весь склон до самых высоких гипсометрических уровней сложен гипербазитами. Представляется, что в данном случае мы имеем дело с протрузией вещества верхней мантии в океанскую кору.

На нашей геологической карте (см. рис. 40) показан возраст базального слоя осадков, который по аналогии с возрастом базального горизонта осадков океанского ложа можно считать фундаментом океанского дна [Лисицын, 1974]. Для определения возраста базального горизонта осадков, а следовательно, и возраста океанского дна использовались данные по возрасту только в том случае, если была уверенность, что геологический прибор прошел весь осадочный чехол, что можно фиксировать присутствием в забое трубы обломков коренных пород и легкостью отрыва прибора от дна. В связи с тем, что в пределах трансформных ущелий широко проявлены турбидитные потоки, для определения возраста ложа часто использовались данные по возрасту наиболее древних переотложенных скелетных остатков фауны.

Для северо-западного борта разломного ущелья устанавливается омоложение возраста базального горизонта осадков в северо-восточном направлении. Это согласуется с тем, что рифтовая зона, ограничивающая данную плиту, расположена к северо-востоку от района исследований. Возраст базального горизонта осадков юго-восточного борта плиты — плеистоценовый, по простирации борта ущелья нашими исследованиями не обнаружено изменения возраста ложа. В то же время важно подчеркнуть, что возраст ложа противоположных бортов разломного ущелья различен.

## Глаava 2

### РАЗЛОМ АРГО

Один из крупнейших трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта разлом Арго пересекает хребет в пределах  $10-15^{\circ}$  ю.ш. под углом  $40^{\circ}$ . Максимальные глубины в разломном ущелье — 1200—2000 м.

До наших исследований сведений о составе и возрасте осадков в пределах зоны разлома Арго не было. Американскими экспедициями [Engel, Fisher, 1975] и экспедицией 19-го рейса НИС "Академик Вернадский" (1979 г.) драгированием со дна разломного ущелья получен разнообразный каменный материал, включающий образцы базальтов, габбро, плагиогранитов, серпентизированных ультраосновных пород и серпентинитов.

В 25-м рейсе был исследован участок зоны разлома между  $66^{\circ}50'$  и  $67^{\circ}$  в.д. (рис. 41). Здесь выполнено два дрейфовых разреза вкрест простирания зоны разлома с 32 геологическими станциями (табл. 12, рис. 42, 43), произведено фотографирование бортов разломного ущелья. Кроме того, ст. 2169 выполнена в осевой части разломного ущелья между дрейфовыми профилями.

Рис. 41. Геологическая изученность разлома Арго  
Условные обозначения см. рис. 24

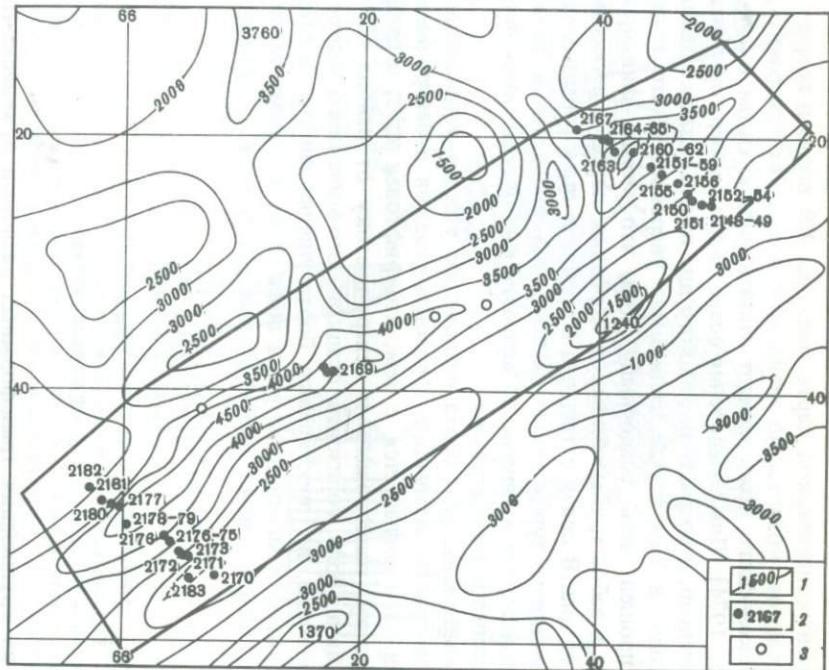


Рис. 42. Геологический материал, полученный в разломе  
Арго на дрейфовом профиле I—I  
Условные обозначения см. на рис. 25

Рис. 43. Геологический материал, полученный в разломе  
Арго на дрейфовом профиле II-II  
Условные обозначения см. на рис. 25

Рис. 41

ЮВ

$\Delta\chi$   $TBD$   $PT$   $TBD$   $PT$   $\Delta\chi$   $TBD$   $PT$   $TBD$   $PT$

2171-73 2174-76 2179-2178 2177-80-81 2182

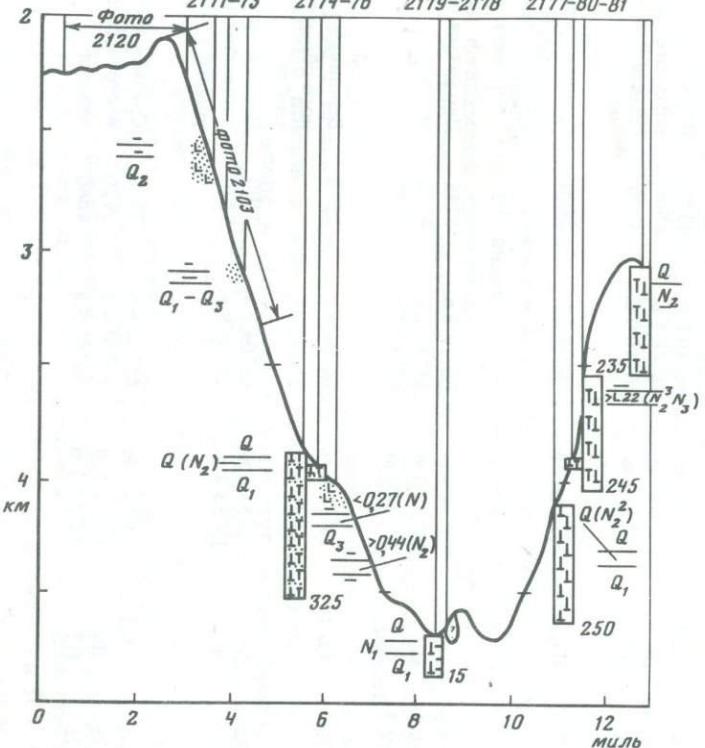


Рис. 42

ЮВ

$\Delta\chi$   $TBD$   $PT$   $\Delta\chi$   $TBD$   $PT$   $\Delta\chi$   $TBD$   $PT$   $\Delta\chi$   $TBD$   $PT$   $\Delta\chi$   $TBD$   $PT$

2150 52 54 55 2140-44 2151 53 55 2157-59 63 2160-62 2164-66 2167

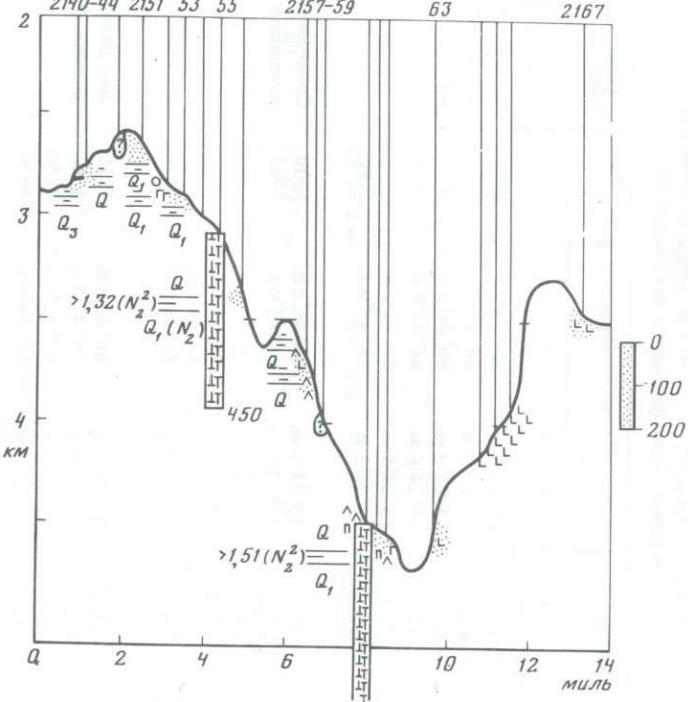


Рис. 43

Таблица 12. Объем геологических работ, выполненных в районе трансформного разлома Арго

Станция	Прибор	Координаты		Глубина, м	Географическое положение
		широта	долгота		
2148	ПТ	13° 25' ю.	66° 49'0 в.	2760	Вершина юго-восточного обрамляющего хребта
2149	ТБД	13° 25'5 ю.	66° 49'0 в.	276	
2150	Дч	13° 25'0 ю.	66° 48'2 в.	2630	
2151	ПТ	13° 24'8 ю.	66° 47'9 в.	2660	
2152	ТБД	13° 24'5 ю.	66° 47'3 в.	2860	
2153	Дч	13° 24'3 ю.	66° 47'0 в.	2880	
2154	ПТ	13° 24'0 ю.	66° 46'2 в.	3000	Средняя часть юго-восточного склона
2155	ТБД	13° 23'8 ю.	66° 45'9 в.	3090	разломного ущелья
2156	Дч	13° 25'5 ю.	66° 45'5 в.	3320	
2157	ТБД	13° 22'7 ю.	66° 44'0 в.	3670	
2158	Дч	13° 22'7 ю.	66° 44'0 в.	3740	
2159	ПТ	13° 22'7 ю.	66° 44'0 в.	3880	
2160	ТБД	13° 21'9 ю.	66° 42'8 в.	4510	Дно разломного
2161	ПТ	13° 21'9 ю.	66° 42'8 в.	4520	ущелья
2162	Дч	13° 21'7 ю.	66° 42'4 в.	4550	
2163	ПТ	13° 21'1 ю.	66° 41'3 в.	4650	
2164	ТБД	13° 20'7 ю.	66° 40'5 в.	4150	Нижняя часть северо-
2165	Дч	13° 20'7 ю.	66° 40'5 в.	4000	западного склона
2166	ПТ	13° 20'2 ю.	66° 40'0 в.	4000	ущелья
2167	ПТ	13° 19'2 ю.	66° 38'4 в.	3400	Средняя часть северо-западного склона
					ущелья
2169-1	ТБД	13° 38'4 ю.	66° 16'8 в.	4735	Дно разломного
2169-2	ПТ	13° 38'0 ю.	66° 16'2 в.	4720	ущелья
2169-3	Дч	13° 37'6 ю.	66° 13'5 в.	4690	
2171	ТБД	13° 53'6 ю.	66° 04'1 в.	2570	Вершина юго-восточного обрамляющего хребта
2172	Дч	13° 55'5 ю.	66° 04'0 в.	2800	Нижняя часть юго-
2173	ПТ	13° 53'4 ю.	66° 03'9 в.	3070	восточного склона
					ущелья
2174	ТБД	13° 52'5 ю.	66° 02'4 в.	3870	Средняя часть юго-
2175	Дч	13° 52'5 ю.	66° 04'4 в.	3920	восточного склона
2176	ПТ	12° 52'3 ю.	66° 01'9 в.	4060	ущелья

Таблица 12 (окончание)

Станция	Прибор	Координаты		Глубина, м	Географическое положение
		широта	долгота		
2177	ПТ	13° 49'5 ю.	65° 57'9 в.	4000	Средняя часть северо-западного склона ущелья
2178	ТБД	13° 51'0 ю.	66° 59'8 в.	4630	Дно разломного ущелья
2179	ПТ	13° 51'2 ю.	66° 00'0 в.	4670	
2180	Дч	13° 49'5 ю.	65° 57'9 в.	3800	Средняя часть северо-западного склона ущелья
2181	ТБД	13° 49'1 ю.	65° 57'3 в.	3500	
2182	ПТ	13° 48'2 ю.	65° 56'7 в.	3050	Верхняя часть северо-западного склона ущелья

### Результаты НСП

Профиль НСП М-25-23, приведенный на рис. 44, А, пересекает зону разлома Арго в ее восточной части в районе ст. 2107. Зона разлома выражена в виде впадины относительной глубиной около километра с плоским дном шириной 12 км, нарушенным посередине небольшим выступом фундамента. Северо-западный склон впадины пологий, в то время как юго-восточный представляет собой два уступа крутизной до 30°, разделенные широкой, наклоненной на юго-восток террасой. На сейсмическом разрезе (см. рис. 44, б) видно, что юго-восточный склон сложен тремя блоками фундамента, смещеными ступенчатыми сбросами, которые наклонены на северо-запад под углом 30–40°. Суммарная амплитуда смещения по этим сбросам составляет около 2 км. Реконструированный поперечный профиль разлома Арго (см. рис. 44) морфологически напоминает поперечное сечение трансформных разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия – Элтанин, Молокаи, Меррей и др.

Осадочный покров в зоне разлома развит повсеместно. На пологом северо-западном склоне и юго-восточнее зоны ступенчатых сбросов заливают слабостратифицированные осадки мощностью 0,2–0,3 км, облегающие поверхность акустического фундамента. В осевой части впадины, а также в депрессиях, разделяющих опущенные относительно друг друга блоки, развиты стратифицированные осадки мощностью 0,6–0,7 км, горизонтально-слоистые в верхней части и полого падающие на юго-восток в нижней; два эти слоя разделены отражающей границей. Для корреляции данных НСП и бурения может быть использован разрез единственной в этом районе скв. 238 [Fischer, Bunce et al., 1974], пробуренной в 50 км восточнее у подножия Мальдивского хребта, где вскрыто 506 м кокколитовых

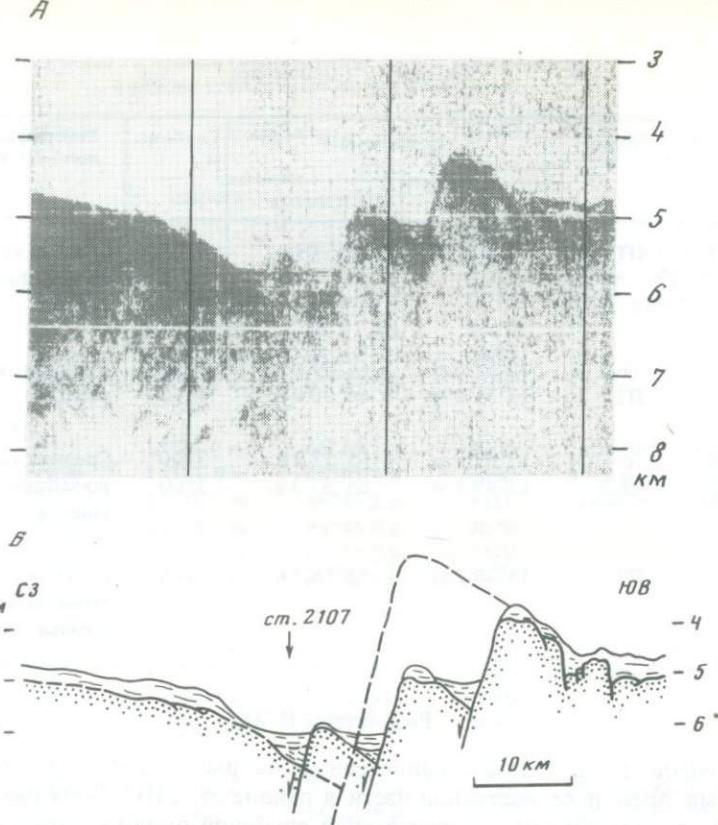


Рис. 44. Строение разлома Арго

*А* – пример записи НСП по профилю М-25-23; *Б* – сейсмический разрез по профилю М-25-23. Пунктиром показан предполагаемый первоначальный поперечный профиль юго-восточного крыла разлома. Положение профиля см. на рис. 23

илов верхнего олигоцена-плейстоцена с отражающей границей внутри, датируемой средним миоценом. Акустический фундамент здесь сложен базальтами с прослойями известняков.

Помимо исследований описанных выше трансформных разломов, в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" было впервые проведено НСП на двух протяженных профилях в юго-западной части Центральной котловины (рис. 45). На этих профилях на фоне относительно слаженного, холмистого рельефа дна выделяется несколько участков интенсивно расчлененного и раздробленного фундамента и осадочного чехла, приуроченных, по всей видимости, к местам пересечения профилями НСП крупных зон разломов. Наиболее отчетливо данные зоны разломов выделяются на профиле, ориентированном в северо-западном направлении, параллельном простирианию юго-восточной части Аравийско-Индийского хребта и отстоящем на 400–600 миль от его оси. На этом профиле они выражены в виде отдельных узких впадин или ряда впадин, разделенных и обрамленных также узкими (до 10 км) выступами фундамента высотой до 2 кмс крутыми, иногда

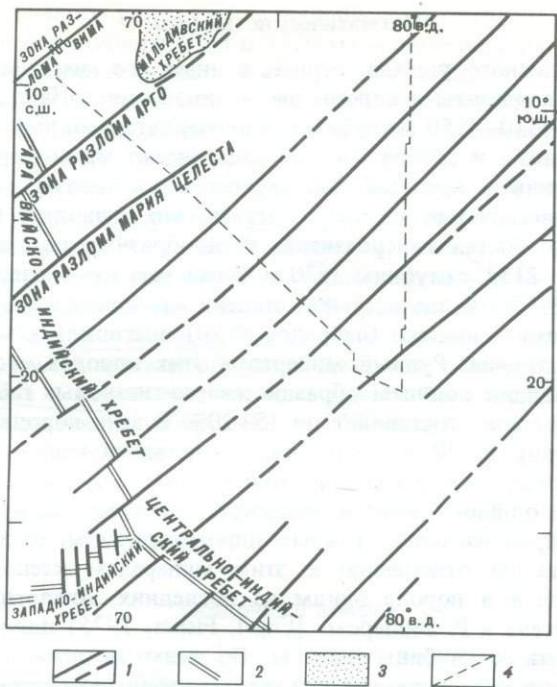


Рис. 45. Тектоника юго-западной части Центральной котловины

1 – зоны разломов; 2 – оси срединных хребтов; 3 – поднятие в рельефе дна; 4 – профили НСП 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев"

ступенчатыми склонами. В некоторых случаях впадины обрамлены хребтом лишь с одной стороны. Ширина подобных зон разломов составляет 20–60 миль. Их поперечный профиль соответствует таковому, описываемому И.А. Соловьевой [1981] для основных типов поперечных нарушений срединно-океанских хребтов. Использование выпущенных в последние годы батиметрических карт [Мировой океан, 1977; GEBCO, 1980] позволило предположить, что выделенные по данным НСП зоны разломов лежат на продолжении трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта. Наиболее крупные из них прослеживаются на северо-восток в пределы Центральной котловины и Восточно-Индийского хребта, который они дробят на отдельные блоки. С этими зонами разломов, вероятно, тесно связаны деформации осадочной толщи и фундамента северной части Центральной котловины [Левченко и др., 1982]. Наиболее обширная зона дробления лежит на северо-восточном продолжении Западно-Индийского хребта. Она совпадает с грабенообразной структурой северо-восточного простирания, наложенной на район тройного сочленения и прилегающую северо-западную часть Центрально-Индийского хребта. В районе 80° в.д. и 21° ю.ш. эта зона разломов обрамлена с юго-востока впервые обнаруженным крупным поднятием фундамента относительной высотой до 2,5 км, она ограничивает с северо-запада плато Осборн и пересекает Восточно-Индийский хребет между 7° и 10° ю.ш.

## Магматические породы

На дне разломного ущелья, вернее, в низах его юго-восточного борта обнажаются гипербазиты и породы расслоенной серии. На станциях 2160–2162 с глубин 4510–4550 м трубками и дночерпательями подняты серпентиниты, пироксениты и габбро. Все образцы имеют малые, гравийные размеры. Серпентиниты представлены агрегатом шестоватых зерен, иногда отмечаются пластинчатые агрегаты бастита, что позволяет полагать апо-гарцбургитовый состав гипербазитов. Разнообразные по составу габбро подняты на ст. 2157 с глубины 3670 м. Здесь есть крупнозернистые породы (образец 2157-3 в значительной степени карбонатизирован), которые сложены зернами основного (лабрадор № 70) плагиоклаза, моноклинного пироксена и оливина. Рудный минерал в этих породах отсутствует. Но на этой же станции подняты образцы железо-титановых габбро, в которых рудный минерал составляет до 15–20%. В этих породах плагиоклаз отвечает андезину № 40–45, пироксен представлен моноклинной разновидностью, хотя среди нормативных минералов есть и гиперстен, а в образце 2157-2 даже оливин. Важно подчеркнуть, что если плагиоклаз и пироксен обладают приблизительно равным идиоморфизмом, то зерна рудного титаномагнетита по отношению к этим минералам ксеноморфны, т.е. он образовывался в породе одним из последних. Аналогичные породы описаны Ц. Энгель и Р. Фишером [Engel, Fisher, 1975] для разлома Арго и были подняты с глубины 4250 м. По этим авторам данная порода содержит андезин, титано-железистый авгит, в небольшом количестве (2,6%) гиперстен и титаномагнетит. Интересно отметить, что эти исследователи совместно с железо-титановыми габбро подняли в той же драге гранофировое габбро и плагиограниты и плагиоаплиты. Как известно, эти породы могут рассматриваться в качестве дифференциатов базальтовой толеитовой магмы [Coleman, Peterman, 1975]. Очевидно, как и железо-титановые габбро, они могут образовываться из остаточных расплавов, формирующихся в третьем слое океанской коры. Подробнее это будет рассмотрено ниже. Здесь же отметим следующее. На первом дрейфовом разрезе (см. рис. 42) хорошо видно, что ст. 2157, на которой обнаружены железо-титановые габбро, расположена на склоне дополнительной вершинки, осложняющей основной склон разломного ущелья. Можно полагать, что это усложнение рельефа определяется самостоятельным интрузивным телом, внедренным в породы расслоенной серии. В этом случае остаточные толеитовые расплавы могли внедриться в закристаллизованные породы океанской коры в связи с активностью зоны трансформных разломов.

Северо-западный склон разломного ущелья на всех гипсометрических уровнях сложен, очевидно, базальтами. Обломки базальтов обнаружены на станциях 2163 (глубина 4650 м), 2164 (4150 м), 2165 (4000 м) и 2167 (3400 м). Как правило, базальты представлены порфировидными разностями с вкраплениями плагиоклаза и моноклинного пироксена. Структура основной массы гиалиновая, иногда отмечаются микролиты плагиоклаза. В ряде случаев геологические приборы поднимали частично палагонизированное базальтовое стекло. По химическому составу все базальты относятся к типичным низкокалиевым толеитовым разностям, которые обычны для пород второго слоя океанской коры.

На дне разломного ущелья была выполнена ст. 2169 со спуском геологических трубок (глубины 4735 и 4720 м) и дночерпателя (4690 м). К сожалению, обломков коренных пород с этой станции поднято не было, однако изучение эдафогенной части осадков показало, что среди них преобладают мелкие обломки серпентинитов, серпентина, в том числе и баститовые агрегаты, и пироксенов. Это позволяет полагать, что на дне ущелья преимущественно наблюдаются выходы гипербазитов.

На станциях второго дрейфового разреза поднимался преимущественно осадочный материал. На самой глубокой станции 2179 (4670 м) среди эдафогенной части осадка обломки серпентинитов и минералов ультраосновных пород составляют около 80%. На станциях 2176 (4060 м) и 2171 (2579 м), расположенных на юго-восточном борту разломного ущелья, отмечаются мелкие обломки базальтов, обычно с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, а также единичные и мелкие обломки пироксен-плагиоклазового габбро. На ст. 2180 (глубина 3800 м) среди эдафогенной части осадка явно преобладают обломки вулканического стекла, плагиоклаза и моноклинного пироксена, которые свидетельствуют о размытии базальтовых обнажений. Кроме того, здесь в небольшом количестве отмечаются обломки серпентина.

### Осадочный покров

Зона разлома Арго, как и разлом Вима, образован двумя компонентами: эдафогенным и обычным осадочным, которые смешиваются в разных пропорциях и образуют отложения от существенно эдафогенных до карбонатных и кремнисто-карбонатных, лишь с небольшой примесью продуктов разрушения пород дна.

**Эдафогенные отложения.** Чисто эдафогенные осадки встречены лишь в единичных точках (станции 2152, 2165). Обычно в осадках присутствует в разных количествах примесь фораминиферового песка (станции 2163, 2166, 2167). Эдафогенная кластика представлена стекловатыми и пористыми базальтами, габроидами и реже серпентинитами.

Чаще обломочный материал в осадках одного состава: это либо базальты и соответствующая им минеральная фракция, либо габроиды, либо серпентиниты, редко состав смешанный. В единичных случаях вместе с обломками магматических пород встречаются и осадочные (ст. 2171). Размер обломков широко варьирует: от долей сантиметров до 8 см, сортировка полностью отсутствует. На некоторых образцах видны зеркала скольжения. Единичные пробы (ст. 2160) и примазки на обломках показывают, что обломки заключены в глиноподобной массе грязно-зеленого цвета с отдельными участками красно-коричневого и охристо-бурого цвета. Нетрудно заметить сходство таких отложений с образованием, встреченным в разломе Вима (ст. 2145).

**Эдафогенно-карбонатные отложения.** Карбонатные осадки со значительной примесью обломков пород и минеральных зерен имеют очень широкое распространение и, судя по полученному в 25-м рейсе материалу, являются преобладающими в разломе Арго.

Среди них выделяются две основные разновидности, отличающиеся по структурно-текстурным особенностям и мощности.

Первая разновидность — это фораминиферовый песок с примесью тонкого кокколитового материала (до 21%), местами окрашенный гидроокислами железа в разные оттенки коричневого цвета. В различных количествах здесь обычно присутствует эдафогенная кластика преимущественно, гравийно-песчаного размера. В такой массе рассеяны крупные (до 7 см) обломки, некоторые с рудной корочкой (ст. 2161). Состав обломков тот же, что и в чисто эдафогенных отложениях. Мощность таких отложений небольшая, поэтому геологические приборы приносили очень мало осадка.

Вторая разновидность — это осадки со слоистым строением. Примером таких отложений может служить разрез (415 см), вскрытый на ст. 2160 (глубина 4510 м), расположенной в осевой части разломного ущелья. Это желтовато-серые и серые фораминиферово-кокколитовые илы с примесью биогенного кремнезема (от 5 до 20%) и рассеянного эдафогенного алеврита (~5–10%). В таком осадке присутствуют резко выделяющиеся темным, почти черным цветом более грубые кокколитово-фораминиферовые прослои, обогащенные эдафогенным песком (до 30%). В составе последнего обнаружены серпентин (часто преобладает), пироксены, оливин, основные плагиоклазы, амфиболы; редко встречается хромовая шпинель и другие минералы; попадаются осколки бесцветного вулканического стекла, источником которого является, вероятно, Индонезия.

В четырехметровом разрезе ст. 2160 обнаружено семь таких прослоев; мощность их 2–3 см и лишь один достигает 7 см. Характерно, что как нижняя, так и верхняя границы прослоев резкие. Осадки, обогащенные эдафогенной кластикой, наблюдаются также в виде небольших линз по всему разрезу. Возраст осадков четвертичный, но в них присутствуют и переотложенные плиоценовые кокколиты.

Похожие осадки были встречены южнее, тоже в центральной части депрессии (ст. 2169, глубина 4720 м). Здесь вскрыт разрез (135 см), представленный чередованием тонких фораминиферово-кокколитовых илов и фораминиферовых песков. В небольшом количестве присутствуют биогенный кремнезем, глинистое вещество, обломки базальтов и осколки бесцветного и черного стекла. Мощность тонкозернистых прослоев 5–30 см, более грубых 0,5–2 см (всего обнаружено 10 прослоев). Возраст осадков четвертичный, но попадаются единичные переотложенные плиоценовые кокколиты.

Слоистые эдафогенно-карбонатные отложения обнаружены и на относительно пологой части склона. Так, на ст. 2174 вскрыта пачка (325 см), имеющая следующее строение.

1. Интервал 0–180 см. Илы светло-коричневые кокколитово-фораминиферовые с примесью биогенного кремнезема (5–15%), небольшого количества глинистого вещества и эдафогенной кластики (5–10%) мелкопесчаной и алевритовой размерности. Одни интервалы этого разреза (0–20; 63–90 см) имеют однородное строение, на других (20–63; 90–180 см) четко выражена слоистость, связанная с присутствием темно-серых прослоев (2–3, редко 5 см), содержащих обильную (до 30%) примесь эдафогенного песка базальтового и серпентинитового состава.

2. Интервал 180–249 см. Представлен чередованием желтовато-коричневых карбонатных илов и темных, почти черных эдафогенных песков.

Илы фораминиферово-кокколитовые, с примесью (10–30%) эдафоген-  
ного алеврита; их слои имеют мощность от 1,5 до 5 см. Эдафогенные  
осадки состоят из основных и средних плагиоклазов, моноклинных и  
ромбических пироксенов, оливина; встречаются отдельные зерна серпен-  
тина, роговой обманки, черных рудных минералов. Постоянно отмечается  
(от незначительной до 30%) примесь карбонатного материала в виде  
фораминифер, кокколитов и раковинного детрита. Эдафогенные пески  
имеют мелко- и среднезернистую размерность. Прослои их тонкие, с  
резкими верхними и нижними контактами; градационные текстуры выра-  
жены слабо или отсутствуют.

3. Интервал 249–275 см. Представлен частым чередованием тех же  
осадков. Пески образуют тонкие слойки от 1–5 мм до 1 см, карбонатные  
илы – от 0,5 до 2–3 см. Нижние контакты песков очень резкие, верх-  
ние – довольно постепенные, что обусловлено увеличением карбонатной  
примеси к кровле песков.

4. Интервал 275–325 см. Отложения того же типа, что и выше, но  
количество песчаных прослоев несколько меньше. Мощность их от 2–3 мм  
до 1,5 см. Более мощные прослои расположены на расстоянии 10 см один  
от другого, но в промежутках между ними в карбонатных илах присут-  
ствуют тонкие песчаные слойки. Возраст этих отложений четвертичный,  
но по всему разрезу встречаются единичные переотложенные кокколиты  
верхнего миоцена.

Формирование слоистых эдафогенно-карбонатных толщ, очевидно,  
связано с донными течениями, перемещавшими и дифференцировавшими  
материал, поступавший как со склонов, так и из толщ вод.

**Карбонатные отложения.** Обычно представлены палевыми или светло-  
коричневыми кокколитовыми илами с различной, часто существенной  
примесью фораминифер. Присутствие этих двух компонентов определяет  
структурную осадков. Представление о ней дает анализ гранулометрического  
состава отложений одного из разрезов (рис. 46) – ст. 2155. Здесь преобладает  
пелит, составляющий от 60 до 75% осадка, причем значительная его  
часть (19–34%) принадлежит фракции 0,001 мм. Преобладание пелита  
обусловлено обилием кокколитов. Песчаная фракция (преимущественно  
это 0,1–0,5 мм) составляет от 20 до 32% и представлена форамини-  
ферами и их детритом. Характерно незначительное (4–7%) содержание  
частиц алевритовой размерности. Таким образом, для большинства карбо-  
натных осадков характерна двумодальность, определяемая исходным  
биогенным материалом. В карбонатных илах в незначительных количест-  
вах присутствуют органогенные кремневые остатки, спорадически встре-  
чаются осколки базальтового стекла и отдельные зерна других эдафоген-  
ных минералов. Часто отмечаются переотложенные (плиоценовые) кок-  
колиты.

Карбонатные илы развиты на склонах ущелья, где встречены на глуби-  
нах 3000–3500 м (станции 2155, 2181, 2182).

**Кремнисто-карбонатные отложения.** Биогенный кремнистый материал  
в виде небольшой примеси присутствует в составе большой части карбонат-  
ных отложений рассматриваемого района. Однако существенно кремнистые  
осадки здесь встречаются редко, так как в пределах района наших работ

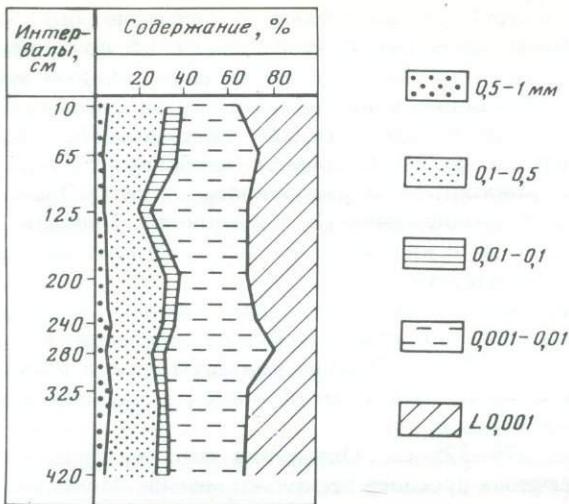


Рис. 46. Диаграмма гранулометрического состава карбонатных осадков (ст. 2155, глубина 3090 м. Склон депрессии разлома Арго)

даже наиболее глубоководные станции расположены выше критической глубины карбонатонакопления.

Заметное обогащение биогенным кремнеземом наблюдается лишь в отдельных местах и проявляется в разрезе неравномерно. Так, на ст. 2179 (глубина 4670 м) в колонке (75 см), сложенной преимущественно кокколитовыми илами, одни интервалы содержат небольшое (5–10%) количество кремнистых биогенных остатков, в других интервалах содержание последних достигает 30%. Среди них различаются диатомеи, радиолярии и их фрагменты.

Повышенная кремнистость отмечена в нижней части разреза на ст. 2177 (глубина 4000 м). Отложения здесь не совсем обычные, поэтому приведем здесь краткое описание их.

1. Интервал 0–112 см. Ил светло-коричневый, кокколитовый с незначительной примесью фораминифер и раковинного дегрита (песчаная фракция составляет от 1,8 до 7%); в небольшом количестве присутствует биогенный кремнезем и глинистые компоненты. На горизонтах 55 и 73 см отмечены прослои фораминиферовых "песков" с примесью эдафогенной кластики (базальтовое стекло).

2. Интервал 112–115 см. Ил темно-коричневый, почти черный, карбонатно-кремнисто-глинистый, кокколитово-диатомовый, с большим количеством этмодискусов. Содержание  $\text{CaCO}_3$  – 15,5%;  $\text{SiO}_2 \text{ аморф}$  – 33,5% (в пересчете на бескарбонатный материал). Осадок обогащен рудными микростяжениями (содержание марганца в пересчете на бескарбонатность составляет 32,5%).

3. Интервал 115–120 см. Ил зеленовато-серый карбонатно-кремнистый, кокколитово-этмодискусовый (содержание  $\text{CaCO}_3$  – 43,5%).

4. Интервал 120–150 см. Ил голубовато-серый карбонатный (кокколитовый), слабо глинистый, послойно обогащенный кремнеземом (преобладают этмодискуссы); в отдельных прослоях кремнезем преобладает над

карбонатной составляющей. В резко подчиненном количестве присутствуют раковины фораминифер и их детрит, иногда превращенный в пеллеты.

Таким образом, в приведенном разрезе фиксируются две зоны — верхняя окисленная (до 112 см) и нижняя восстановленная, на границе между которыми имеется слой, обогащенный марганцем. Появление восстановительных условий в данной части океана на больших (400 м) глубинах необычно, так как в осадках здесь содержание органического вещества невелико. Действительно, ни в одной из многочисленных колонок, полученных здесь, не было отмечено такого явления. Можно предположить, что необычный характер осадков нижней части разреза на ст. 2177 связан с локальными проявлениями гидротермальной деятельности. Поднимающиеся гидротермальные растворы могли создать восстановительные условия в уже накопившихся осадках, и это могло вызвать диагенетическое перераспределение металлов. Возможно, также, что некоторая часть металлов поставлялась гидротермами.

Как и в разломе Вима, в трансформном ущелье Арго осадки распространены крайне неравномерно. На обрамляющих депрессию поднятиях здесь, как и в зоне разлома Вима, подняты на борт судна небольшие пробы осадков, представленные грубозернистыми фораминиферовыми песками, отмытыми от тонких фракций пелагического осадочного материала. В отдельных случаях получены обломки вулканических пород, покрытые тонкой железомарганцевой коркой.

На крупных участках склонов осадки либо отсутствуют, либо накапливаются в небольших осадочных ловушках, где образуют небольшой\* мощности (единицы — первые десятки сантиметров) линзы несортированных эдафогенных и эдафогенно-фораминиферовых песков, часто обогащенных грубообломочным материалом. Они встречаются в пределах склонов ущелья до глубины 4650 м. В зависимости от характера коренных пород, слагающих тот или иной участок склона, состав эдафогенного материала меняется. В одних местах преобладает материал гипербазитовый или габброиды, в других — базальтовый.

Если грубый, несортированный материал сосредоточен вблизи выходов коренных пород, то более мелкая (песок, алеврит) фракция эдафогенного материала разносилась по всей депрессии, теряя при этом свой первоначальный однородный характер. Она либо рассеивалась в обычных пелагических (карбонатных) осадках, либо образовывала в этих осадках отдельные прослои.

Пелагические, преимущественно карбонатные (кокколитовые и фораминиферово-кокколитовые) илы накапливались на пологих частях склонов (вероятно, в небольших депрессиях-карманах) и в осевой части разломного ущелья. Для таких отложений характерна тонкая слоистость, обусловленная хорошей сортировкой по гранулометрическому составу. Так же, как и в зоне разлома Вима, слоистые отложения связаны здесь с деятельностью придонных течений.

# Стратиграфия и абсолютный возраст осадков

## Изотопная геохронология

Результаты радиоуглеродного анализа донных осадков приведены в табл. 13, а результаты расчета средних скоростей накопления и потеря верхнего горизонта при отборе тяжелыми ударными трубками — в табл. 14. Возрастные отличия различных гранулометрических фракций верхнего горизонта колонки 2155 не превышают двух стандартных погрешностей. Среднее значение возраста слоя полного перемешивания для пробы, отобранной дночерпательем на ст. 2175, составляет  $\sim 5,5$  тыс. лет, такой же возраст зафиксирован для внутренней части фракции  $> 0,25$  мм. Возраст внешней части обеих фракций значительно моложе  $\sim 4,3$  тыс. лет, поэтому возраст внутренней части размерной фракции  $< 0,25$  мм, кажущийся на первый взгляд аномальным ( $\sim 12,02$  тыс. лет), тем не менее вполне объясняет среднее значение (5,5 тыс. лет) и отражает возраст фораминифер небольших размеров с неразвитой внешней поверхностью, поступаю-

Таблица 13. Результаты радиоуглеродного датирования осадков разлома Арго

Станция	Прибор	Интервал, см	Фракция, мм	Возраст, лет	Индекс ИОАН
2155	ПТ	0—15	$< 0,25$	$29980 \pm 1120$	1796
			$> 0,25$	$23030 \pm 820$	1797
2156	ДЧ	0—10		$7670 \pm 150$	1799
2160	ПТ	0—20		$11370 \pm 170$	1660
		30—50		$19480 \pm 2240$	1682
2169	ДЧ	0—10		$9340 \pm 170$	1801
		5—20		$18110 \pm 350$	1802
2174	ПТ	0—20		$12010 \pm 670$	1669
		20—35		$20170 \pm 350$	1812
2175	ДЧ	3—6		$5080 \pm 260$	1637
		6—9		$6020 \pm 210$	1638
		0—10	$> 0,25$		
			Внешняя часть	$4390 \pm 170$	2164
			Внутренняя часть	$5670 \pm 190$	2165
			$< 0,25$		
2177	ПТ	0—25	Внешняя часть	$4310 \pm 230$	2166
		40—50	Внутренняя часть	$12020 \pm 240$	2167
		0—15		$9730 \pm 280$	1674
		15—20		$10010 \pm 1080$	1691
2179	ПТ	0—15		$11750 \pm 250$	1800
		15—20		$23680 \pm 1860$	1686
2180	ДЧ	0—2		$4770 \pm 240$	1627
		2—4		$4110 \pm 200$	1628
		4—6		$4350 \pm 800$	1629
		6—8		$4880 \pm 180$	1630
		0—20	$< 0,15$	$30740 \pm 1180$	1780
2181	ПТ		$> 0,15$	$> 25140$	1798

ших в осадки во временном интервале 10–12 тыс. лет, но, возможно, и переотложенных в более позднее время с более высоких уровней. Осадки, отобранные на ст. 2177 на крутом склоне, являются явно переотложенными, обе возрастные датировки двух горизонтов совпадают. Классический слой полного бентического перемешивания иллюстрирует четыре датировки по пробам, отобранным дночертателем на ст. 2180.

Аномально низкие скорости седиментации верхних горизонтов осадков, отобранных тяжелыми ударными трубками, объясняются потерей верхнего горизонта при отборе осадков. Потерянная часть колонки восстанавливается по расчетному соотношению (5) в случае, когда одновременно датировался верхний горизонт радиоуглеродным методом и имелось среднее значение скорости накопления осадков по методу неравновесного  $^{230}\text{Th}$  или датировка по дночертателю, отобранному в этой же точке. Полученные значения потерянных горизонтов невелики, и следует напомнить, что они представляют верхний предел, так как частично низкие значения могут быть объяснены снижением скорости накопления осадков в голоцене при изменении климатических условий после поздневюрмского оледенения. Значительная часть обрамления Индийского океана в его северо-западной части находится в голоцене в условиях жаркого сухого климата, при котором речной сток с континента практически отсутствует.

Высокие скорости накопления осадков между датируемыми радиоуглеродным методом горизонтами на станциях 2160 и 2174 обусловлены частичным запасом бентическими организмами небольших количеств более молодого карбоната кальция из верхних горизонтов (радиоуглерод-

Таблица 14. Скорости седиментации донных осадков разлома Арго и длины верхних частей колонок, утерянных при отборе

Станция	Прибор	$^{14}\text{C}$		$^{230}\text{Th}$		Утерянная при отборе часть колонки, м
		Интервал, см	S, мм/тыс. лет	Интервал, см	S, мм/тыс. лет	
2155	ПТ	0–10	(0,4)*	0–75	3,5	8,1
2156	Дч	0–10	5,3	—	—	
2160	ПТ	0–10	(4,8)*	0–380	14,7	11,9
		5–40	(37,0)**	—	—	
2169	Дч	0–10	4,1	—	—	
	ПТ	0–12	(2,8)*	—	—	7,6
2174	ПТ	0–10	(4,5)*	0–60	9,9	7,4
		5–30	(21,4)**	—	—	
2175	Дч	0–10	7,8	—	—	
2177	ПТ	—	—	0–90	8,2	
2179	ПТ	0–10	(3,6)*	0–65	4,8	4,2
		10–17	4,9	—	—	
2180	Дч	0–10	9,9	—	—	
2181	ПТ	0–10	(0,5)*	—	—	

\*Значение, полученное по соотношению (4) без учета потерь верхнего горизонта.

\*\*Значение, полученное по соотношению (3) и завышенное вследствие привноса

$^{14}\text{C}$  бентическими организмами из верхних горизонтов.

дные датировки по специфике метода чрезвычайно чувствительны к загрязнению даже небольшим количеством более молодого углерода).

В целом в рассматриваемой зоне скорости накопления осадков меняются от 3,5 до 14,7 мм/тыс. лет. Динамика накопления осадков определяется смежной структурой рельефа и придонными течениями. Интенсивное накопление происходит при стягивании осадочного материала в депрессионные воронки на дне разлома и на уступах крутых склонов.

### Диатомеи в осадках

В разломном ущелье Арго геологические работы проводились на 35 станциях. При 22 спусках прямоточных труб и труб большого диаметра было получено всего 9 колонок осадков длиной от 75 до 450 см. В остальных случаях, как и в разломном ущелье Вима, приборы приносили небольшое количество фораминиферового песка и гравия, обломки коренных пород и железомарганцевых корок. В разломе Арго, вероятно, распространение осадочного покрова, подобно разлому Вима, весьма ограничено по площади, мощность осадков возрастает в пониженных участках дна и склонов.

Диатомеи присутствуют в осадках 10 станций (2155, 2160, 2169, 2171, 2174, 2176, 2177, 2179, 2181 и 2182), которые расположены на северо-западном и юго-восточном склонах и дне разломного ущелья Арго. Осадки, слагающие колонки, представлены главным образом карбонатными биогенными илами, и лишь на станциях 2169, 2177, 2179 примесь кремнистого биогенного материала составляет 5–10, а иногда до 50%. Комплексы диатомей, встреченные в отложениях (за исключением ст. 2177), крайне обеднены численно и по видовому составу. В ряде случаев в осадках диатомеи вообще отсутствуют. Ассоциации диатомей в подавляющем большинстве представлены широкотропическими видами, имеющими широкий возрастной диапазон. Это *Coscinodiscus nodulifer* A.S., *Hemidiscus cuneiformis* Wall., *Rhizosolenia bergonii* Perag., *Nitzschia marina* Grun., *Thalassiosira oestrupii* (Ostenf.) Prosh.-Lavrenko, *Planktoniella sol* (Wall.) Schutt, *Coscinodiscus crenulatus* Grun., *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendey, *Thalassiosira leptopus* (Ehr.) Barron, *Roperia tesselata* (Roper) Grun., *Rhizosolenia styliformis* Brightwell.

В отдельных интервалах колонок 2169 (10–40, 60, 80–85 см) и 2179 (45–70 см), полученных на дне разломного ущелья, численность диатомей значительно возрастает за счет обогащения осадков створками и обломками гигантской диатомеи *Ethmodiscus rex*. Заслуживает внимания колонка ст. 2177, полученная с глубины 4000 м на северо-западном склоне ущелья. Здесь число и видовое разнообразие диатомей в 3–4 раза возрастает по сравнению с осадками других колонок. Флористический комплекс представлен современными видами и единичными экземплярами ныне вымерших видов *Nitzschia reinholdii* Kanaya, *Thalassiosira plicata* Schrader, *Coscinodiscus pseudoincertus* Kazar. Однако зональные виды в комплексе не встречены. Характерным для ассоциации является массовая встречаемость в осадках представителей двух родов *Thalassionema* Grun. и *Thalassiothrix* Cl. et Grun., что обусловлено повышением продуктивности поверхностных вод в период развития биоценоза [Barron, Keller, 1983]. В основа-

ний колонки (110–280 см) число створок *Ethmodiscus* гех в осадке настолько велико, что можно говорить об осадках типа этмодискусовых илов. Образование этмодискусовых прослоев и отложений типа этмодискусовых илов, по литературным данным, происходит главным образом под влиянием местного переотложения (сползания осадков) в период формирования осадочной толщи [Жузе и др., 1959; Беляева, 1968; Свальнов, 1974].

Таким образом, данные диатомового анализа показывают, что отложения, вскрытые в разломном ущелье Арго и охарактеризованные диатомеями, имеют плейстоценовый возраст, так как в ассоциациях диатомей всех колонок присутствуют типично плейстоценовые виды — *Pseudoeunotia doliolus* Grun. и *Asteromphalus hiltonianus* Ralfs. Бедность диатомовых комплексов, отсутствие зональных видов и каких-либо значительных изменений в таксономическом составе диатомей по разрезам колонок не позволяют стратифицировать осадки.

В северо-восточной оконечности разлома Арго в 24-м рейсе "Гломерар Челленджер" была пробурена скв. 238 ( $11^{\circ}09'21''$  ю.ш.,  $70^{\circ}31'56''$  в.д.). X. Шрадер [Schrader, 1974] на основании изучения в осадках диатомей выделил для отложений позднего миоцена—плейстоцена (293–0 м) 21 диатомовую зону, которые хорошо укладываются в объем восьми зон общепризнанной шкалы Л. Баркля [Burckle, 1972] для этого же временного интервала. Таксономический состав диатомей, определенный Шрадером в скв. 238 аналогичен нашему. Флористические комплексы несколько богаче. В отложениях позднего плиоцена—плейстоцена Шрадером отмечены прослои этмодискусовых илов. Рассчитанные им средние скорости осадконакопления для позднего миоцена—плейстоцена равны 3 см/1000 лет.

#### Известковый нанопланктон в осадках

В этом разломе осадки получены с меньших глубин, чем в разломе Вима, хотя в ряде случаев ниже уровня критической глубины карбонатонакопления (максимальная глубина 4735 м).

Известковый нанопланктон встречен на 10 станциях (2155, 2160, 2169, 2174, 2175, 2176, 2177, 2179, 2181, 2182), где были получены колонки карбонатных илов (см. рис. 3–6,Б). Эти станции расположены в интервале глубин от 3050 м (ст. 2182) до 4735 м (ст. 2169-1). В колонках со дна ущелья (ст. 2169-1, глубина 4735 м; ст. 2169-2, глубина 4720 м и ст. 2179, глубина 4670 м) кокколиты отмечены в поверхностном слое в относительно небольших количествах, меньших, чем на вышележащих по разрезу станциях, хотя и со значениями "часто" ниже 20 см. Уменьшение численности нанопланктона на этих станциях вверх по разрезу, вероятно, указывает на постепенное опускание дна ущелья на глубины ниже критической в позднем плейстоцене (моложе 0,44 млн лет) и соответственно увеличение растворения кокколитов на этих глубинах.

В осадках разлома встречено 23 вида кокколитов из 10 родов (табл. 15). Плейстоценовые комплексы кокколитов тропического состава сходны с комплексами этого возраста в осадках разлома Вима. Кокколиты присутствуют в осадках данного разлома в основном в массовых количествах и имеют хорошую сохранность. Переотложенные редкие плиоценовые и

Таблица 15. Известковый нанопланктон в осадках разлома Арго\*

Видовой состав известкового нанопланктона	Станция 2174												
	0	30	40	50	80	110	120	130	150	200	240	300	325
1. <i>Ceratolithus cristatus</i> Kamptner	*	*	*	*		*		*	*	*	*	*	*
2. <i>C. rugosus</i> Bukry, Bramlette								*	*			*	*
3. <i>C. telesmus</i> Norris	*												
4. <i>Cyclococcolithus leptoporus</i> (Murray, Blackman) Kamptner	*	*	*	*	*	*	*	*	*	**	**	**	*
5. <i>C. macintyrei</i> Bukry, Bramlette													*
6. <i>Discoaster adamanteus</i> Bramlette, Wilcoxon													
7. <i>D. brouweri</i> Tan Sin Hok	*		*	*		*	*	*	*	*	*	*	*
8. <i>D. challengerii</i> Bramlette, Riedel													
9. <i>D. pentaradiatus</i> Tan Sin Hok													
10. <i>D. surculus</i> Martini, Bramlette													*
11. <i>D. variabilis</i> Martini, Bramlette													
12. <i>D. woodringi</i> Bramlette, Riedel													
13. <i>Discolithina perplexus</i> Bramlette, Riedel													
14. <i>Emiliania huxleyi</i> (Lohmann) Hay, Mohler	*	*	*										
15. <i>Gephyrocapsa aperta</i> Kamptner													
16. <i>G. caribbeanica</i> Boudreux, Hay					*	*	*	*	*	*	*	*	*
17. <i>G. oceanica</i> Kamptner	*	**	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
18. <i>G. protohuxleyi</i> McIntyre	*	*											
19. <i>Helicopontosphaera</i> Kamptneri Hay, Mohler													*
20. <i>Pseudoemiliania lacunosa</i> (Kamptner) Gartner													*
21. <i>Rhabdosphaera clavigera</i> Murray, Blakman													*
22. <i>R. stilifera</i> Lohmann													*
23. <i>Umbilicosphaera mirabilis</i> Lohmann	*	*		*	*	*	*		*	*	*	*	*
Обилие	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Кокколитовые зоны	Ч												Ч
Возраст	Emiliania huxleyi	Gephyrocapsa oceanica											
			Плейстоцен										
				Pseudoemiliania lacunosa									

\*Условные обозначения см. на табл. 6.

миоценовые виды часто имеют оплывшую форму, встречаются в обломках, что, по-видимому, указывает на более дальний источник поставки и соответственно более длительный перенос их, чем для переотложенных плиоцен-миоценовых видов из осадков разлома Вима.

На ст. 2155 получена колонка длиной 450 см на глубине 3090 м. Это самая высокая часть склона ущелья разлома. Кокколиты встречены в основном в массовых количествах, постепенно уменьшаясь до единичных экземпляров от основания колонки к вершине: начиная с 200 см кокколиты встречаются редко. Сохранность хорошая. В основном флора состоит из современных широкотропических видов. Постоянно присутствуют субтропический вид *Ceratolithus cristatus* и *Rhabdosphaera clavigera*, последний – это типичный представитель умеренных вод. Состав флоры указывает на позднечетвертичный возраст осадков по нанопланктону. До 300 см встречены единичные экземпляры *Pseudoemiliania lacunosa* (исчезающий около 0,44 млн лет назад). В основании колонки отмечены редкие экземпляры плиоценовых дискоастеров. В отличие от других осадков данного разлома здесь практически отсутствует переотложение. Скорость осадкообразования, если предположить что позднешлейстоценовые осадки появляются выше 300 см, была в этом районе ущелья значительная – около 6,8 мм/тыс. лет.

На северо-западном склоне на станциях 2181 (глубин 3500 м) и 2182 (3050 м) получены колонки осадков соответственно 245 и 235 см, содержащие сходные среднеплейстоценовые комплексы кокколитов. Присутствует типичный зональный вид – *Pseudoemiliania lacunosa*, вымерший к 0,44 млн лет назад. По длине колонок этого склона в отличие от юго-восточного здесь встречены оплывшие формы миоценовых видов (*Discoaster woodringi*, *D. challengerii*). По-видимому, на этом борту, но на значительном расстоянии происходит размыт древних пород. В 24-м рейсе НИС "Гломар Челленджер" была пробурена скв. 238, П. Рот [Roth, 1974] и Д. Бакри [Bukry, 1974] установили миоцен-плейстоценовые зоны кокколитов в осадках этой скважины. Из района данной скважины, возможно, было поступление древнего материала в среднеплейстоценовое время.

Ниже по склонам ущелья в средних их частях были получены две сходные колонки на ст. 2174 (глубина 3870 м, длина колонки 325 м) (см. табл. 15) и на ст. 2177 (глубина 4000 м, длина колонки 250 см). В этих колонках соответственно на 110 и 120 см по исчезновению из типичного субтропического комплекса маркирующего его вида *Pseudoemiliania lacunosa* выделяется датировочный уровень 0,44 млн лет на 40 см. Еще один датировочный уровень (0,27 млн лет) выявлен в колонке ст. 2174, который обозначен появлением в осадках современного вида *Emiliania huxleyi*. Последний был встречен и в осадках дночерпателя близлежащей ст. 2175 (3920 м). Присутствие этого вида и соответственно сохранения на склоне современных осадков, по-видимому, указывает на достаточно выположенный участок склона, с которого эта легкая и мелкая форма не сносится мутьевыми потоками.

Скорость осадкообразования позже 0,44 млн лет на ст. 2174 определена в 2,7 мм/тыс. лет, на ст. 2177 – 2,5 мм/тыс. лет. В районе ст. 2174 мы можем констатировать понижение скорости осадконакопления за последние 270 тыс. лет в 3 раза (скорость при отложении осадков зоны *Gephy-*

*rocapsa oceanica* (50–120 см) была около 4,7 мм/тыс. лет, а в последнюю кокколитовую зону — *Emiliania huxleyi* — 1,5 мм/тыс. лет). Возможно, стали более спокойны гидродинамические условия в данном районе. По всей длине колонок отмечено незначительное переотложение плиоценовых видов.

Ниже по северо-западному склону ущелья (глубина 4670 м) была получена небольшая (75 см) колонка на ст. 2179. На уровне 45 см из субтропического комплекса с экзотическими миоценовыми и плиоценовыми элементами выпадает зональный вид *Pseudoemiliania lacunosa*. Современные осадки отсутствуют, поэтому осадки верхней половины колонки можно отнести к зоне *Gephyrocapsa oceanica*, скорость их образования, по-видимому, была около 2,7 мм/тыс. лет.

Со дна ущелья на ст. 2160 с глубины 4510 м получена колонка карбонатных илов, содержащих в массе известковый нанопланктон четвертичного возраста хорошей сохранности. По всей длине встречены единичные экземпляры плиоценовых дискоастеров, имеющих более разнообразный состав в нижней половине разреза. В нижней части колонки (особенно на 280–415 см) на фоне позднеплейстоценового субтропического комплекса встречаются постоянно более древние раннеплиоценовые виды (*Suslococcolithus macintyrei*). По-видимому, здесь проявился процесс более сильного размыва и переотложения, чем в относительно поздний интервал времени. На усиление циркуляции вод, подъем холодных вод и соответственно более благоприятные условия развития указывает присутствие во флоре в интервале 240–280 см необычно крупных экземпляров субтропических видов *Rhabdosphaera clavigera*, *Ceratolithus cristatus*. В составе комплекса осадков этого интервала отмечены единичные экземпляры миоценовых видов (*Doscoaster variabilis* и др.). Плохая сохранность (отдельные обломки, опавшие формы) указывает на длительный перенос и дальний источник поставки древнего материала, что тоже свидетельствует об усилении гидрологического режима в этом районе.

Таким образом, этой колонкой были вскрыты отложения верхней половины плейстоцена, активно беспорядочно перемешанные с раннеобразованными плейстоценовыми осадками. На это указывает и бессистемное присутствие датировочного вида среднего плейстоцена — *Pseudoemiliania lacunosa* — в осадках на уровнях 450, 170, 40–0 см. Скорость осадконакопления здесь была достаточно высокая из-за активного привноса материала с бортов ущелья. Древний материал накладывался на осадки с нормальной седimentацией для данной высокопродуктивной зоны.

В самом урезе ущелья на ст. 2169 были получены осадки дночертальем 2169-3 (4720 м), прямоточной трубкой 2169-2 длиной 150 см с той же глубины и трубкой большого диаметра 2169-1 колонка длиной 415 см (гл. 4735 м). Все приборы принесли осадки плеистоценового возраста с незначительной примесью плиоценовых элементов. Характерной особенностью этих осадков является обогащение крупными формами субтропических видов *Rhabdosphaera clavigera*, *Rh. stiliifera* и даже присутствие редких экземпляров холодолюбивого вида *Coccolithus pelagicus* (особенно на 85 см в колонке 2169-1 и на 130 см — 2169-2). Резко увеличивается содержание *Ceratolithus cristatus* в низах колонок. Возможно, уменьшение

этих проявлений к современности связано с ослаблением действия холодных течений в урезе ущелья, развитых ранее более интенсивно.

В разломе Арго по данным известкового нанопланктона вскрыты осадки среднего и позднего плейстоцена (зоны *Pseudoemiliania lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Emiliania huxleyi*). Изменение состава кокколитов в колонках подчинено типичным закономерностям смены возрастных комплексов в плейстоцене. Исключение составляет колонка ст. 2160, где все завуалировано многократным переотложением.

Большинство колонок лишено современных осадков. На поверхность выходят отложения, содержащие комплекс позднеплейстоценовой зоны *Gephyrocapsa oceanica* (множество 0,44 млн лет). На северо-западном склоне на поверхность выходят осадки древнее 0,44 млн лет. Это может быть связано с сильным размывом осадков на верхах склонов ущелья. На станциях 2181, 2182 на поверхность, по-видимому, выходят даже среднеплейстоценовые осадки.

Наиболее молодой современный вид *Emiliania huxleyi* присутствует в составе комплекса одноименной зоны на станциях 2174, 2175 с глубин 3870–3920 м с юго-восточного склона. По-видимому, эти станции получены в "карманах", где нет интенсивного выноса этого тонкого, легкого вида в долину. Средняя скорость осадконакопления в данном разломе по известковому нанопланктону равна 2,6 мм/1 тыс. лет. Наименьшие скорости отмечаются у дна ущелья (около 1,0 мм/1 тыс. лет), что связано с растворением карбонатных кокколитов у уровня критических глубин. Максимальные скорости 6,8 мм/1 тыс. лет отмечены на ст. 2155, расположенной на вершине юго-восточного склона в районе спокойного гидрологического режима, не вызывающего ни вынос, ни растворение кокколитов. И на ст. 2160 лет, расположенной в кармане склона, где дополнительно накапливается принесенный с крутых склонов вышележащий осадочный материал.

Несмотря на широкое развитие мутьевых потоков и олистостромов, поставляющих огромный дополнительный материал к естественно отлагающемуся, в этом ущелье, как и в разломе Вима проявляется действие приближения уровня критической глубины карбонатного осадконакопления. Скорость снижается на 0,4 мм/1 тыс. лет на 1 м увеличения глубины. Здесь процесс уменьшения скорости осадконакопления идет более интенсивно, чем в разломе Вима (0,3 мм/1 тыс. лет на 1 м). Этот вопрос тесно связан с увеличением глубины карбонатного осадконакопления к югу. В отличие от разлома Вима, где уже на глубине 4270 м в осадках встречены лишь единичные экземпляры кокколитов, в осадках разлома Арго они присутствуют в значительных количествах в колонках на дне ущелья на глубине больше 4700 м, превышая уровень 4200 м более чем на полкилометра. Возможно, это связано с развитием более холодных вод, по нашим данным, в центре разлома. Они замедляют процесс растворения и увеличивают более интенсивный поток питательных веществ к поверхности.

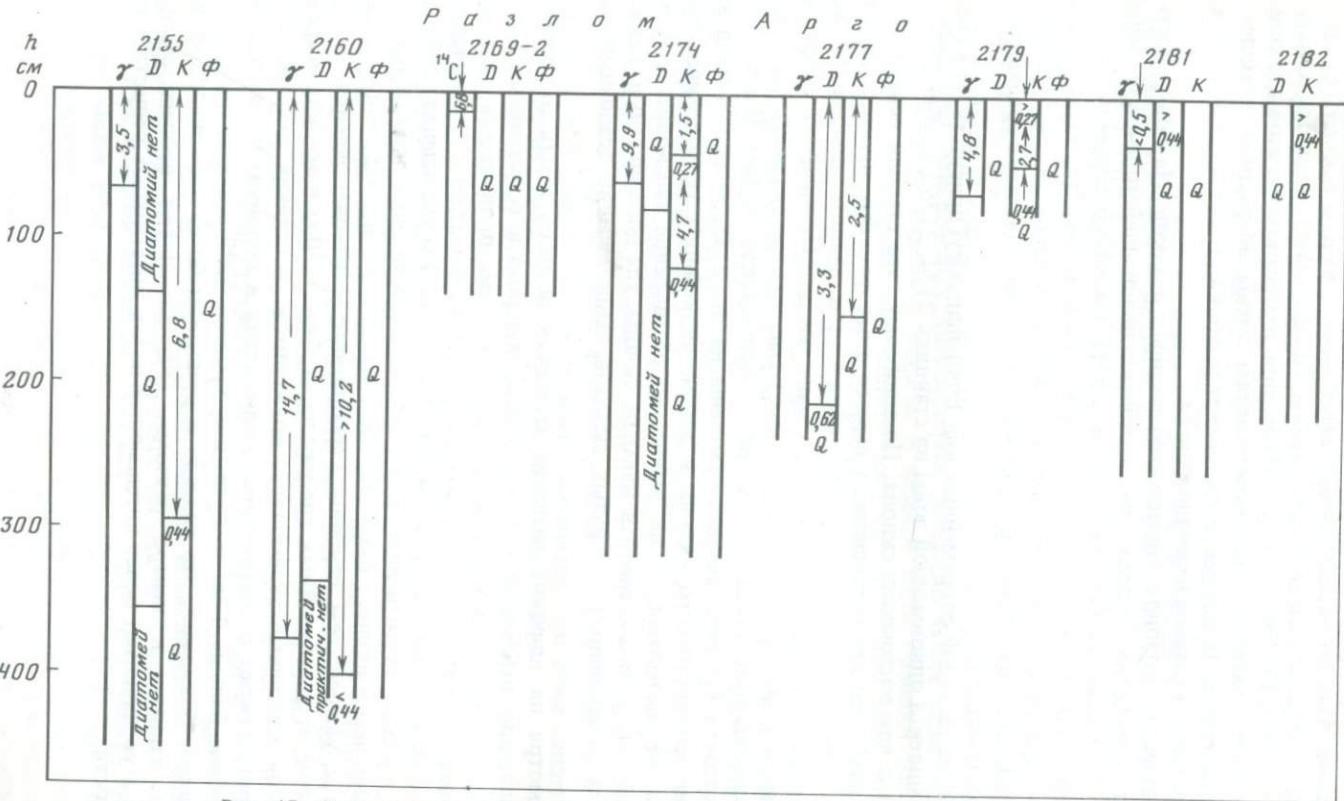


Рис. 47. Сводные результаты определения средних скоростей седиментации и возраста донных осадков разлома Арго  
Условные обозначения см. на рис. 37

## *Выводы*

Основные результаты геохронологических исследований приведены на рис. 47. По сравнению с осадками разлома Вима исследованные осадки характеризуются относительной бедностью кремневого микропланктона, что значительно снизило детальность исследований. По отдельным колонкам получены следующие результаты.

**Станция 2155.** Колонкой вскрыты четвертичные осадки мощностью 440 см, средняя скорость накопления  $> 24$  см/тыс. лет, близкие значения получены для верхнего участка колонки гамма-спектральным методом.

**Станции 2160, 2169.** Колонки отобраны на дне разломного ущелья и по данным гамма-спектрального анализа имеют несколько различающиеся, но повышенные скорости накопления, обусловленные аккумулятивным стягиванием осадочного материала на дно воронки. Результаты биостратиграфических исследований подтверждают четвертичный возраст осадков.

**Станция 2174.** По данным гамма-спектральных определений скорость накопления осадков в верхнем 60-сантиметровом отрезке составляет 10 мм/тыс. лет, кокколиты указывают на большее значение возраста. По результатам диатомового, фораминиферового и кокколитового анализов возраст осадков является четвертичным.

**Станция 2177.** Скорость накопления эндоморфусовых илов этой колонки по данным диатомового и кокколитового анализов лежат в интервале 2,5–3,3 мм/1000 лет, данные фораминиферового анализа подтверждают четвертичный возраст осадков.

**Станция 2179.** Средняя скорость накопления осадков по гамма-спектральному методу 4,8 мм/1000 лет, что выше результатов, полученных по кокколитам (2,7 мм/1000 лет). Результаты диатомового и фораминиферового анализов подтверждают четвертичный возраст осадков.

**Станции 2181, 2182.** По данным диатомового анализа осадки имеют четвертичный возраст и их средняя скорость накопления составляет  $\geq 0,9$  мм/1000 лет, результаты гамма-спектрального и кокколитового анализов показывают, что в верхней части колонки практически отсутствуют осадки с возрастом 440 тыс. лет.

## *Высокодисперсные минералы*

В разломе Арго было изучено две колонки: 2155 (0–430 см) и 2177 (0–250 см). В семи изученных горизонтах колонки ст. 2155 отмечается преобладание рентгеноаморфных веществ. Дифрактограммы проб имеют слабые невыразительные отражения глинистых минералов: железо-монтмориллонит и хлорит. Отмечаются следовые примеси кварца, полевых шпатов и минералов серпентинитовой группы.

Основной источник высокодисперсного материала, очевидно, эндогенный (выпадение коллоидов) и эдафогенный. Терригенные примеси не значительны.

Осадки, вскрытые колонкой ст. 2177, делятся по горизонту 100–110 см на две части: верхняя – коричневая, окисленная, нижняя – серо-зеленая,

восстановленная. В соответствии с этим делением содержание кристаллических компонентов на фоне аморфных заметно увеличивается в восстановленной нижней зоне. Основные глинистые минералы в изученных горизонтах: Fe-монтмориллониты, растворимые в 1%-й HCl, и хлориты в разных количественных соотношениях (рис. 48, A), часто содержание хлорита сопоставимо с монтмориллонитом. По всем горизонтам отмечается заметное количество серпентиновых минералов. Везде следовые содержания кварца. На электронных снимках сплошь биогенные обломки диатомей и кокколитов. Здесь большая роль принадлежит эдафогенному материалу (хлориту, серпентинам) и эндогенному (Fe-монтмориллонит). Роль терригенного вклада незначительна.

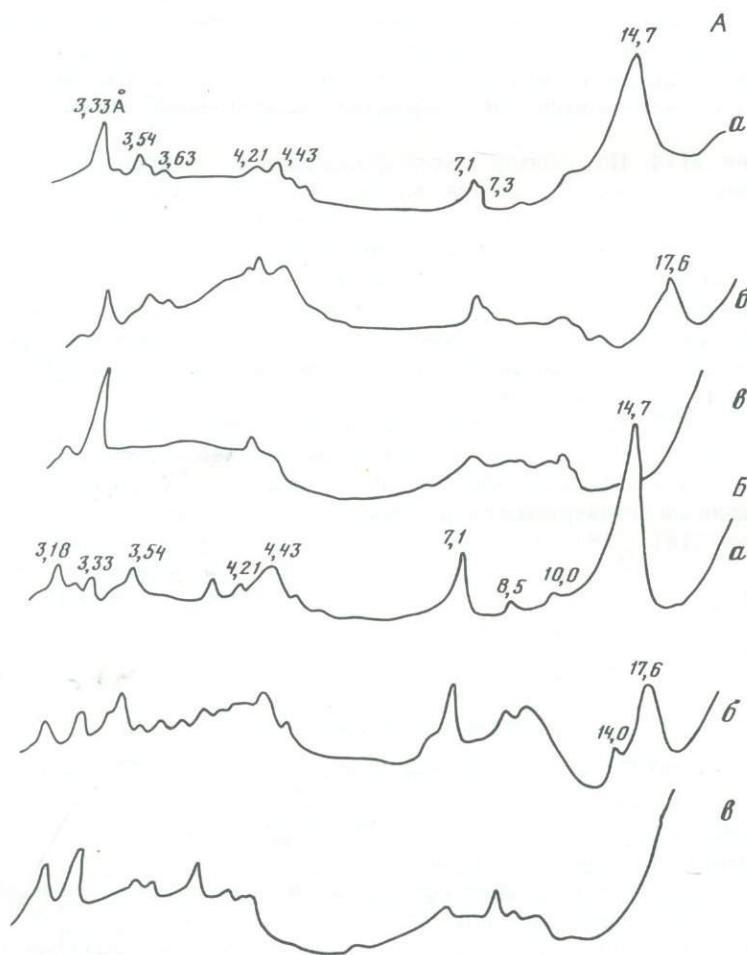


Рис. 48. Дифрактограммы фракций меньше 1 мкм, выделенных из осадков зон разломов Арго и Мария Целеста

A — ст. 2177, 100–110 см; а — насыщенный; б — с глицерином; в — обработан 1 н. HCl при температуре 100° С. Б — ст. 2215, 35–45 см; обозначения, как на рис. А

## Геохимия осадков

В результате литологического описания донных отложений разлома Арго выделены эдафогенно-карбонатный, карбонатный, кремнисто-карбонатный и "гидротермально измененный" типы осадков. Чисто эдафогенные отложения встречены лишь в единичных точках (станции 2152, 2165) в виде обломков пород. Как осадочные образования, химическому анализу она не подвергались. Результаты анализов химического состава донных осадков, средний состав разных типов осадков и отношение окислов основных элементов и отдельных микроэлементов к окиси алюминия приведены в таблицах 16–19.

Сравнивая нормализованные к окиси алюминия содержания элементов в осадках разлома с аналогичными величинами для пелагических осадков Индийского океана, нетрудно видеть, что все типы осадков разлома обогащены кремнием, железом, магнием, медью, цинком, никелем, хромом, ванадием, иттрием, обеднены калием и марганцем (кроме карбонатного осадка), что довольно близко к картине, наблюдавшейся в осадках разлома Вима. Высокой кремнистостью (этмодискуссы) отличается так называемый гидротермально измененный осадок низов колонки ст. 2177 (среднее содержание  $\text{SiO}_2$  аморф около 25%).

Расчеты, аналогичные выполненным для осадков разлома Вима, позволили получить оценки вклада разных составляющих осадка в целом для осадочных отложений разлома Арго (табл. 20).

Учитывая сказанное в данном разделе о точности полученных оценок (до порядка величины) и сравнивая эти данные с оценками для осадков разлома Вима, можно говорить об их достаточно близком сходстве. Как и в разломе Вима, осадки разлома Арго представляют собой карбонатно-кремнисто-глинистые илы (на 80–93%) с примесью эдафогенного и металлоносного материалов, на долю которых (вместе с морскими солями) приходится не более 20%. О влиянии гидротермального привноса в осадки разлома можно судить по содержанию в осадках железа и марганца, величинам железо-марганцево-алюминиевого и железо-марганцево-титанового модулей, а также оценкам, приведенным в табл. 20. Ни в одном из типов осадков, в том числе и гидротермально измененном, содержание железа в пересчете на бескарбонатное вещество не превышает 6% (для металлоносного осадка  $\text{Fe} \geq 10\%$ ), также низки содержания марганца. Величины модулей для эдафогенно-карбонатного, кремнисто-карбонатного и "гидротермально измененного" типов осадков близки к значениям, характерным для осадков, переходных от нормальных пелагических к металлоносным. Наконец, судя по данным табл. 20, доля гидротермального привноса колеблется от 2 до 8%, причем она минимальна у "гидротермально измененного" типа осадка. Учитывая незначительное в целом влияние гидротермального привноса, говорить о гидротермально измененном типе осадка можно только со значительной долей условности, что и обозначено заключением данного названия в кавычки.

Совершенно необычен горизонт 112–115 см колонки ст. 2177, для которого содержание при пересчете на бескарбонатный ( $\text{CaCO}_3 - 15,5\%$ ) материал составляет (в %): марганца – 32,5, железа – 2,2, алюминия – 1,4,  $\text{SiO}_2$  аморф – 33,5 (этмодискуссы). Сумма биогенного ( $\text{CaCO}_3$  и

Таблица 16. Основной химический состав осадков разлома "Арго", в %

Станция	Орудие сбора	Глубина, м	Горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
2160	ТБД	4510	70–80	22,33	4,95	6,0
2169-1	ТБД	4735	0–5	11,7	1,6	2,16
			20–25	15,1	1,06	1,42
			45–55	23,5	1,38	1,5
			70–80	12,86	1,63	1,77
2169-2	ПТ	4720	0–15	12,1	1,56	2,2
			25–40	11,2	1,48	2,2
			45–60	12,3	1,66	1,5
			70–85	21,6	2,75	1,6
			105–120	11,6	1,64	2,37
			130–135	12,75	1,89	2,35
			135–140	16,0	1,96	2,8
			140–145	12,43	1,48	2,1
			145–150	12,0	1,87	2,1
			0–10	8,6	2,05	4,64
2174	ТБД	3870	40–50	18,25	2,6	4,68
			60–70	13,1	2,34	—
			80–90	14,5	2,16	—
			115–125	17,9	2,18	—
			140–150	17,5	2,07	6,66
			173–178	16,1	2,25	6,88
			202–206	19,5	2,25	7,72
			210–212	38,2	3,33	10,4
			247–249	45,95	11,2	12,7
			0–5	13,45	1,8	4,76
2175	Дч	3920	5–18	12,3	1,56	4,21
			Cр.	13,54	1,73	4,76
			0–25	18,42	2,13	2,5
2177	ПТ	4000	40–60	15,45	1,77	2,46
			80–85	13,0	0,87	0,82
			170–175	24,3	1,16	1,3
			220–250	34,0	0,95	0,95
			0–10	15,75	3,2	3,78
2179	ПТ	4670	20–25	28,06	1,55	2,0
			40–45	18,15	1,7	2,3
			60–65	21,45	1,75	2,35
			0–5	20,87	3,3	3,96
2180	Дч	3800	5–12	20,42	2,6	3,13
			0–20	3,53	0,81	0,95
2181	ТБД	3500	20–30	3,78	0,96	1,06
			50–60	2,7	0,66	0,75
			160–170	4,06	0,79	1,09

MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	SiO <sub>2</sub> аморф
13,9	29,4	0,16	0,17	0,12	1,9
1,67	43,0	0,26	0,05	0,11	5,1
1,01	41,3	0,26	0,04	0,05	10,7
0,50	36,1	0,30	0,05	0,05	17,8
0,23	41,8	0,36	0,04	0,18	6,1
4,38	39,5	0,22	0,06	0,1	5,7
2,0	44,9	0,23	0,06	0,16	5,1
1,0	43,9	0,29	0,07	0,12	5,4
5,6	36,1	0,29	0,15	0,14	7,2
5,7	39,0	0,27	0,05	0,13	4,8
4,74	37,8	0,32	0,06	0,1	5,0
4,3	36,1	0,33	0,07	0,07	7,9
1,93	41,8	0,30	0,05	0,06	6,3
1,48	42,1	0,31	0,05	0,06	4,3
9,54	40,6	0,2	0,07	0,14	0
13,4	31,7	0,15	0,11	0,14	7,5
12,2	40,2	0,18	0,09	0,19	3,4
10,4	41,7	0,18	0,12	0,16	5,6
14,7	37,4	0,17	0,15	0,21	8,6
16,1	31,2	0,14	0,14	0,15	9,0
14,2	33,1	0,17	0,13	0,16	6,8
17,6	28,3	0,14	0,13	0,20	10,2
32,3	6,17	0,05	0,89	0,16	24,4
9,43	10,7	0,36	1,38	0,18	0
9,06	38,7	0,16	0,07	0,11	6,0
10,8	38,2	0,17	0,07	0,11	6,0
11,2	37,3	0,16	0,08	0,10	6,4
3,85	36,4	0,31	0,06	0,14	9,6
2,62	39,0	0,39	0,06	0,15	8,1
	44,0	0,18	0,03	0,06	9,4
0,75	34,5	0,35	0,04	0,09	19,5
2,5	27,9	0,27	0,03	0,09	30,0
4,1	37,7	0,32	0,09	0,17	2,5
1,76	32,0	0,23	0,06	0,06	21,6
2,15	37,0	0,33	0,06	0,21	11,1
2,54	34,3	0,36	0,08	0,15	14,2
5,05	33,9	0,33	0,10	0,17	7,1
2,46	34,9	0,31	0,07	1,76	9,7
1,42	49,0	0,21	0,02	0,51	0
1,19	49,3	0,23	0,02	0,56	0
3,83	47,6	0,18	0,02	0,05	0
3,7	45,6	0,23	0,02	0,08	0,7

Таблица 17. Химический состав донных осадков трансформного разлома Арго  
в пересчете на бескарбонатное вещество  
(Al, Fe, Mn, Ti, CaCO<sub>3</sub> – в %, микроэлементы – в  $n \times 10^{-4}\%$ )

Станция	Орудие сбора	Глуби- на, м	Горизонт, см	Al	Fe	Mn	Ti	CaCO <sub>3</sub>	Cu	Zn
2160	ТБД	4510	70–80	—	5,4	0,17	—	33,7	100	110
2169-1	ТБД	4735	0–5	—	5,1	0,45	—	72,4	240	160
			5–20	—	3,0	0,18	—	63,3	127	125
			20–25	—	2,9	0,17	—	71,0	130	165
			25–40	—	1,32	0,15	—	47,0	75	72
			45–55	—	2,7	0,14	—	61,8	120	130
			60–65	—	3,1	0,17	—	64,0	188	125
			70–80	—	2,5	0,26	—	80,0	220	215
			0–15	6,64	6,6	0,46	0,34	72,4	320	150
2169-2	ПТ	4720	25–40	5,2	6,6	0,66	0,30	74,9	320	140
			45–60	6,3	9,0	0,52	0,36	71,2	310	172
			70–85	6,3	14,7	0,34	0,41	53,0	340	178
			105–120	5,1	6,4	0,36	0,21	60,0	200	102
			130–135	6,6	7,5	0,32	0,24	66,0	320	140
			135–140	6,2	9,3	0,20	0,18	61,2	130	130
			140–145	4,8	5,9	0,20	0,20	67,0	190	150
			145–150	4,7	6,1	0,21	0,26	68,0	185	140
			0–10	5,4	11,8	0,30	0,14	58,3	240	160
			40–50	6,5	12,4	0,31	—	43,7	90	102
2174	ТБД	3870	58–60	5,4	—	0,24	0,18	36,5	64	102
			60–70	6,6	10,7	0,26	0,13	51,8	105	130
			80–90	4,9	12,1	0,33	0,14	49,3	100	120
			115–125	3,7	12,4	0,33	0,1	37,7	98	115
			140–150	3,7	—	0,26	0,1	37,7	80	95
			173–178	4,0	—	0,29	0,1	37,7	80	120
			202–206	3,4	12,8	0,31	0,10	29,5	57	100
			210–212	3,44	—	0,15	0,34	4,5	40	92
			247–249	12,77	22,3	0,17	0,58	3,6	55	110
			0–5	—	3,0	0,19	0,16	50,5	120	105
			5–18	—	4,6	0,18	0,15	54,0	140	100
2175	Дч	3920	0–25	3,4	6,0	0,56	0,20	64,5	240	115
			40–60	—	4,2	0,37	0,23	65,5	235	126
			80–85	3,3	7,8	1,3	< 0,2	76,5	400	200
			112–115	1,4	2,2	32,5	—	15,5	780	120
			115–120	2,5	3,0	0,3	—	43,5	260	120
			120–125	2,5	6,5	0,35	—	56,0	185	145
			125–127	0,95	10,3	0,37	—	14,5	135	105
			127–140	1,7	2,8	0,27	—	64,5	200	83
			145–150	2,7	4,2	0,40	—	51,0	375	140
			155–165	3,0	5,8	0,53	—	62,5	285	208
			170–175	3,0	4,0	0,46	< 0,15	62,7	205	140
			175–180	3,0	4,2	0,48	0,15	66,5	230	150
			220–250	3,2	—	0,59	0,11	54,5	340	—

	Co	Pb	Li	Ni	Cr	Ga	V	Zr	Yb	Y	Al · 100		Fe + Mn
											Al + Fe + Mn	Ti	
47	—	160	450	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
63	—	—	420	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28	—	—	270	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
38	—	—	286	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	—	—	115	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
39	—	—	220	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
39	—	—	236	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
75	—	—	450	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
32	—	21	215	250	7,8	168	50	7,8	115	48,5	20,7		
40	—	28	200	240 < 8		168	64	8,6	128	41,6	24,2		
38	—	27	205	275	8,2	196	78	7,7	145	39,9	26,4		
28	—	53	300	340	7,8	120	130	6,0	104	30,0	36,7		
25	—	20	125	150	—	100	42	5,4	68	42,8	32,2		
24	—	24	150	205	7,3	120	56	6,5	60	45,8	32,5		
26	—	26	130	160	6,0	110	52	6,0	54	39,5	52,8		
33	—	42	600	150	—	150	38	6,0	109	44,0	28,5		
—	—	37	160	185	—	156	60	6,1	103	42,7	24,2		
33	110	14	930	1090	5,7	90 < 20	4,5	30	31,4	86,4			
28	70	14	1070	—	—	—	—	—	—	33,8	—		
27	16	17	1170	930	4,3	70	20	2,9	20	—	—		
29	20	17	810	710	5,0	77	60	3,9	32	37,5	84,3		
32	100	16	1040	920	5,2	65 < 15	3,7	28	28,3	88,8			
27	45	19	1200	740	3,7	38 < 15	2,4	20	22,5	> 127			
29	10	19	1220	1050	4,2	60	12	3,1	21	—	—		
28	30	13	1220	970	4,0	55 < 15	3,0	20	—	—	—		
30	40	20	1160	1280	3,7	70	80	2,7	18	20,6	131		
20	5	11	2640	1800	5,0	98 < 15	—	—	—	—	—		
13	40	5	40	270	10,5	105	32	3,9	25	56,8	38,7		
70		220	800	1100 < 5		80	28	3	35	—	19,9		
65		220	750	1300 < 5		95	27	3	38	—	31,8		
60	64	56	140	250 < 7		125	65	4,2	70	34,1	32,8		
54	—	285	—	< 7		110	83	6,0	100	—	19,9		
110 < 100	110	870	150	< 10 < 65		< 45	< 6	800	26,6	> 45			
150	46	15	—	—	—	—	—	—	—	3,9	—		
— < 60	41	—	—	—	—	—	—	—	—	43,1	—		
100 < 60	70	—	—	—	—	—	—	—	—	26,7	—		
60	30	28	—	—	—	—	—	—	—	8,1	—		
30 < 33	53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
60 < 55	64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
83 < 65	89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
78 < 52	73	740	110 < 7	85 < 27		5,3	660	40,2	> 31				
63	57	85	150	135 < 7		115	94	6,2	120	39,0	31,2		
—	—	65	610	80	— < 30	< 22	3,3	53	—	—	—		

Таблица 17 (окончание)

Станция	Орудие сбора	Глубина, м	Горизонт, см	Al	Fe	Mn	Ti	CaCO <sub>3</sub>	Cu	Zn
2179	ПТ	4670	0–10	7,9	10,3	0,56	0,15	58,0	330	150
			20–25	6,8	5,5	0,11	0,23	55,5	135	78
			40–45	6,4	6,6	0,79	0,41	66,5	240	150
			60–65	4,9	6,5	0,48	—	59,3	175	135
2180	Дч	3800	0–5	—	4,6	0,30	0,25	53,0	287	105
			5–12	—	3,85	0,36	—	55,0	300	100
2181	ТБД	3500	0–20	—	4,3	0,48 < 0,3	—	87,0	345	250
			20–30	—	4,2	0,46 < 0,3	—	86,0	328	250
			40–50	—	3,3	0,39 < 0,3	—	88,5	285	260
			50–60	—	2,7	0,24 < 0,3	—	83,5	200	200
			105–115	—	3,1	0,33 < 0,3	—	87,0	250	230
			160–170	—	3,3	0,28 < 0,3	—	81,0	250	230

Таблица 18. Средний химический состав осадков и коренных пород разлома Арго, пелагических илов Индийского океана  
(окислы основных элементов, %, микроэлементы,  $n \cdot 10^{-4}$  % на сухой вес)

Тип осадка, порода*	Станция	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> аморф	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cu
Эдафоген-но-карбонатный	2160,	14,9	6,5	1,83	3,47	7,5	38,0	0,23	0,085	0,12	73
	2169,										
	2174,										
	2175;										
	$n=25$										
Карбонат-ный	2181;	3,5	0	0,08	0,96	2,53	47,7	0,21	0,02	0,30	41
	$n=4$										
Кремнисто-карбонат-ный	2179,	18,7	10,9	1,85	2,3	2,8	37,2	0,3	0,06	0,13	80
	2177**;										
	$n=7$										
Гидро-термально измененный	2177,	29,2	24,7	1,05	1,12	1,62	31,2	0,31	0,04	0,09	105
	гор.										
	115–										
	250;										
Пелагические глины	2103–	53,7	—	13,4	7,0	2,0	—	2,4	0,51	1,7	380
	2104										
Индийско-го океана											
Базальты*		49,4	—	15,2	1,9	7,9	11,6	0,18	1,37	0,17	55
Габбро*		50,25	—	18,0	1,4	9,0	12,3	0,15	0,30	0,10	44
Серпентиниты*		40,6	—	22	4,7	34,0	1,4	0,05	0,36	0,14	26

\* Средний состав пород взят из табл. 31.

\*\* Ст. 2177 — гор. 0–111, кремнисто-карбонатные осадки; гор. 115–250 — "гидротермально измененные".

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	28	190	24	170	215	< 7	85	60	5,5	67	42,1	72,4
	18	110	18	90	110	< 7	104 < 20	< 3,3	50	54,8	24,4	
	33	—	21	180	215	< 7	145	100	6,6	140	46,4	18,0
	25	170	20	150	150	< 7	105	80	5,0	72	41,2	—
	45	—	—	230	3450	< 7	1540	65	5,0	76	—	19,6
	48	—	—	240	200	< 7	—	50	5,0	520	—	—
	107	—	—	405 < 110	—	< 120	< 100	< 10	160	—	> 16	
	100	—	—	425	1678	—	< 120	< 100	< 10	210	—	> 15
	115	—	—	540 < 100	—	< 120	< 100	< 10	1350	—	> 12	
	78	—	—	380 < 100	—	< 120	< 100	< 10	90	—	> 10	
	100	—	—	520 < 100	—	< 120	< 100	< 10	1730	—	> 12	
	150	—	—	368 < 100	—	< 120	< 100	< 10	135	—	> 14	

	Zn	Ni	Co	Cr	Li	V	Zr	Ga	Yb	Y	$\frac{Al \cdot 100}{Al + Fe + Mn}$	$\frac{Fe + Mn}{Ti}$
	56	245	15	301	10	46	19	2,5	2,1	26	37	53
	35	65	16	54	—	18	15	—	1,5	91	—	13
	48	96	17	881	12	37	23	2,6	1,8	66	35	35
	57	215	29	46	27	33	20	3	2,1	118	40	31
	130	400	110	95	55	140	150	14	9	70	52	21
	160	150	40	300	5	200	70	—	4,3	35	76	27
	235	340	30	140	27	160	20	—	0,75	—	89	6
	—	1600	100	2100	4	90	10	—	—	—	47	17

Таблица 19. Отношение окислов основных элементов и микроэлементов к окиси алюминия в осадках и коренных породах разлома Арго и пелагических глинах Индийского океана  
(для микроэлементов,  $n \times 10^{-4}\%$ )

Тип осадка	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{MnO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Cu}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Zn}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Эдафогенно-карбонатный	8,1	1,9	4,1	0,12	0,046	0,065	40	30
Карбонатный	4,4	1,2	3,1	0,26	0,025	0,37	51	43
Кремнисто-карбонатный	10,1	1,2	1,5	0,16	0,032	0,07	43	26
Гидротермально измененный	27,8	1,07	1,5	0,30	0,038	0,085	22	12
Пелагические глины Индийского океана	4,0	0,52	0,15	0,18	0,038	0,13	28	10
Базальты	3,2	0,12	0,5	0,01	0,09	0,01	3,6	10
Габбро	2,8	0,07	0,5	0,008	0,016	0,005	2,4	13
Серпентиниты	18,4	2,1	15,5	0,02	0,16	0,06	12	—

Тип осадка	$\frac{\text{Ni}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Co}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Cr}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Li}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{V}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Zr}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Ga}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Yb}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Y}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Эдафогенно-карбонатный	133	8	164	5	25	10	2	1,2	14
Карбонатный	81	20	67	—	22	18	—	2	113
Кремнисто-карбонатный	52	9	44	6	20	12	1,4	1	35
Гидротермально измененный	45	6	10	6	7	4	0,6	0,4	25
Пелагические глины Индийского океана	30	8	7	4	10	11	1,0	0,7	5
Базальты	10	3	20	0,3	13	5	—	0,3	2,3
Габбро	19	2	8	1,5	9	1	—	0,04	—
Серпентиниты	727	45	954	2	40	4	—	—	—

$\text{SiO}_2$  аморф) и глинистого вещества здесь составляет 58%, вклад эдафогенного материала незначителен. Остальные 42% приходятся на марганцевую фазу. Каково ее происхождение, за счет каких процессов в трехсантиметровом слое осадка марганец концентрируется в 100 раз по сравнению с лежащим ниже осадком? Ответить на эти вопросы с определенностью пока не удается. Можно допустить диагенетическую миграцию марганца из восстановленной толщи осадка к горизонту 112–115 см, являющемуся переходным к окисленной (0–112 см) толще. Однако железо при этом практически не накапливается.

Таблица 20. Оценка вклада различных компонент в осадки разлома Арго, % от всего осадка

Тип осадка	Компонент						Сумма, %
	пелаги-ческие глины	биоген-ный, CaCO <sub>3</sub>	биоген-ный, SiO <sub>2</sub>	гидро-генные металлы	металло-носный осадок	эдафоген-ный осадок + морские соли	
Эдафогенно-карбонатный	13,6	56,5	6,5	0,5	7,8	15,1	100,0
Карбонатный	6,0	85,5	0,0	1,3	1,4	5,8	100,0
Кремнисто-карбонатный	13,8	64,4	10,9	0,6	4,1	6,2	100,0
Гидротермально измененный	7,8	58,6	24,7	0,4	1,7	6,8	100,0

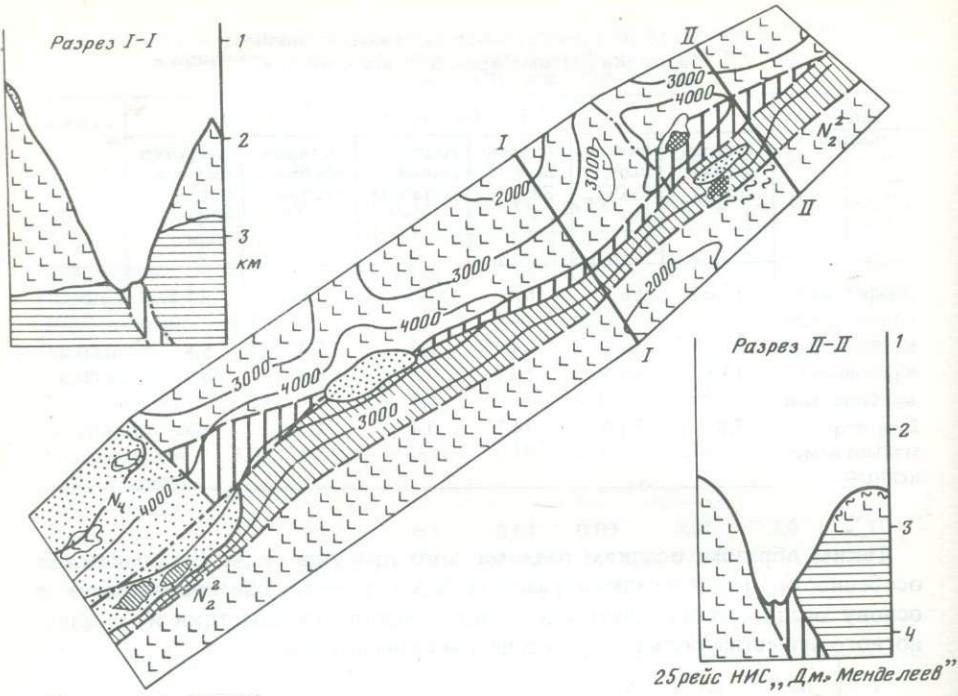
Таким образом, осадкам разлома Арго присущи те же геохимические особенности, что и осадкам разлома Вима, т. е. на биогенно-глинистую основу осадка накладывается влияние эдафогенной кластики и металлоносного вещества, роль которых в целом незначительна.

### Строение разломного ущелья Арго

Оценивая фактические материалы по разлому Арго, можно видеть, что здесь наблюдается разнообразный комплекс магматических пород основного состава. Кроме того, известны производные остаточной толеитовой магмы, вплоть до плагиогранитов. К сожалению, точное геологическое положение этих пород можно, очевидно, будет оценить только с помощью наблюдений с обитаемых подводных аппаратов.

В настоящее время установлено, что эти породы тяготеют к выходам пород расслоенной серии. По аналогии с офиолитовыми комплексами можно полагать, что они формируются в самых верхах расслоенной серии, в верхах третьего слоя океанской коры.

При составлении схематической геологической карты масштаба 1 : 250000 разлома Арго (рис. 49) были использованы те же принципы, что и при составлении карты разлома Вима. По дну ущелья проведено главное тектоническое нарушение, фиксирующее линию разлома. Устанавливается четкое различие в строении бортов ущелья. На юго-восточном борту под базальтами, мощность которых около 1 км, фиксируется слой габбро, который включает в себя, по всей вероятности, и другие породы расслоенной серии. Северо-западный борт сложен, очевидно, только базальтами, которые вблизи дна ущелья, скорее всего, тектонически контактируют с гипербазитами. Разный гипсометрический уровень обнаружения гипербазитов по простирации северо-западного борта ущелья позволяет полагать, что строение этого борта имеет блоковый характер, что мы отразили на геологической карте. Следует заметить, что северо-западное направление разломов, сопряженных с главным трансформным разломом, хорошо согласуется с морфологией



Масштаб 1: 250000

Рис. 49. Схематическая карта разлома Арго

Условные обозначения см. на рис. 40

основных форм рельефа, формирующих северный борт разломного ущелья.

Как и в разломе Вима, возраст базального горизонта осадков на противоположных бортах разломного ущелья различен. Осадки, соответственно и магматические породы юго-восточного борта ущелья примерно на 2 млн лет моложе по сравнению с породами северо-западного склона.

### Г л а в а 3

#### РАЗЛОМ МАРИЯ ЦЕЛЕСТА

Зона разлома Мария Целеста так же, как и другие зоны трансформных разломов, имеет простирание около  $40^{\circ}$  и пересекает Аравийско-Индийский хребет от  $16^{\circ}$  до  $19^{\circ}$  ю.ш. По изобате 4000 м эта зона прослеживается почти на 360 миль. Максимальные глубины в разломном ущелье достигают 5000 м, а глубины над обрамляющими хребтами – 2000–2500 м.

В зоне разлома Мария Целеста американскими и нашими исследователями были проведены драгировки и получен интересный каменный материал, охватывающий большое разнообразие пород океанской коры.

Английской экспедицией "Шеклтон" (RRS "Shackleton") в 1975 г. из северного окончания зоны разлома были получены две пробы донных осадков, а также железо-марганцевые корки на обломках горных пород. Осад-

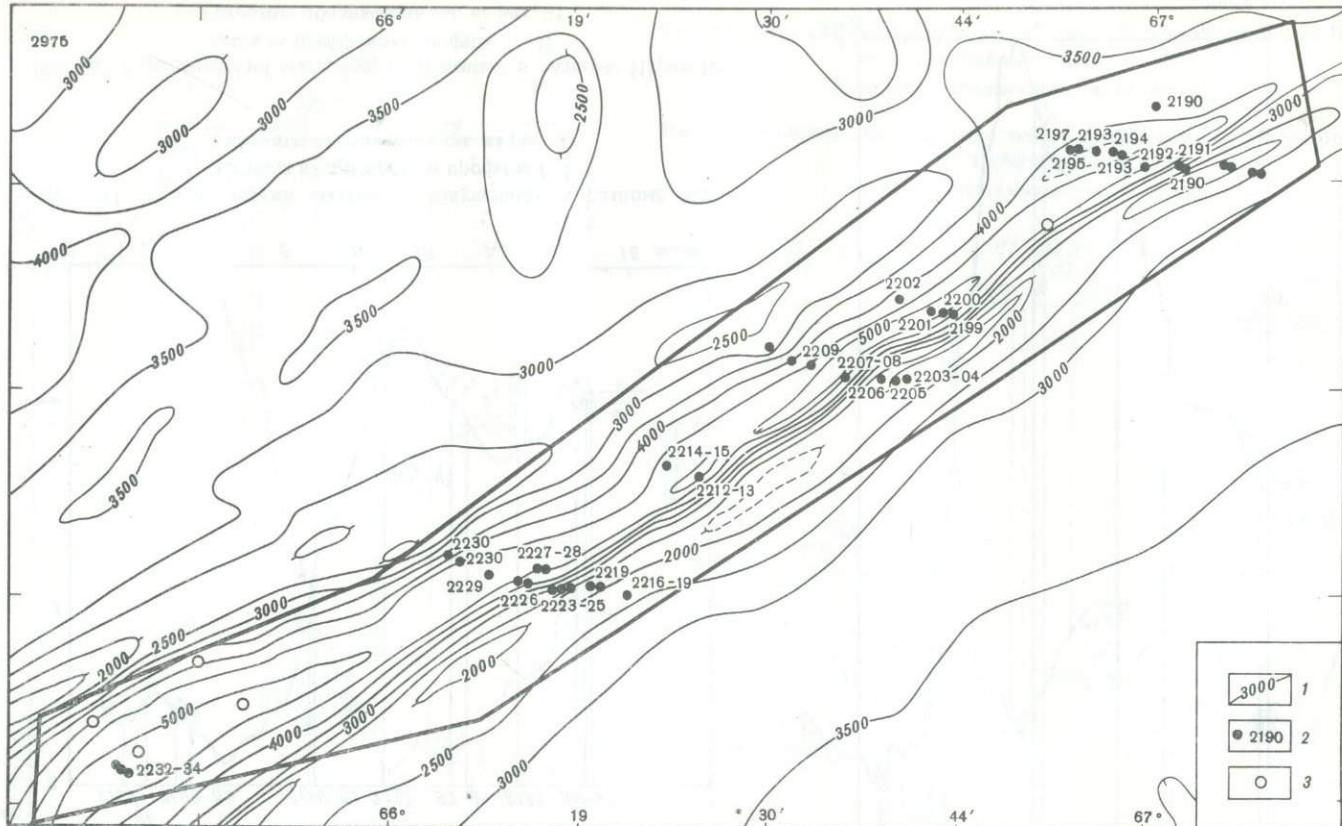


Рис. 50. Геологическая изученность разлома Мария Целеста  
Условные обозначения см. на рис. 24

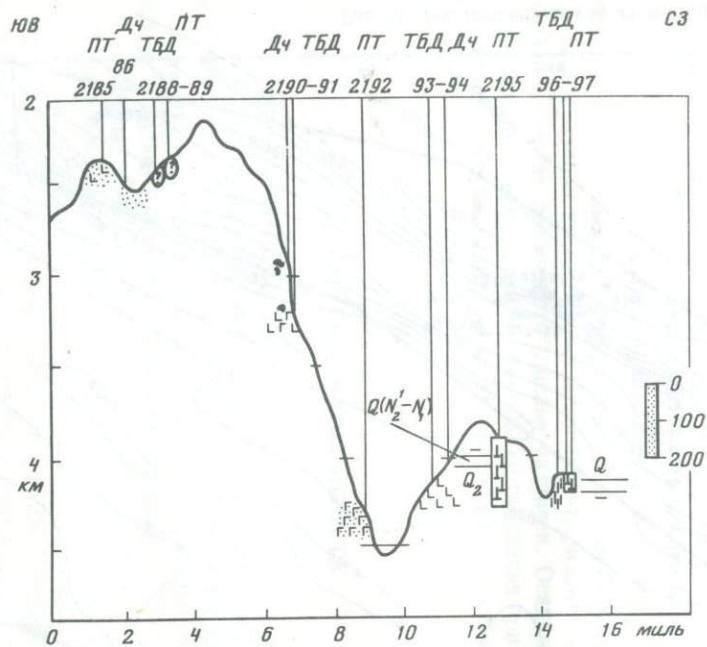


Рис. 51. Геологический материал, полученный в разломе Мария Целеста на дрейфовом профиле I-I  
Условные обозначения см. на рис. 29

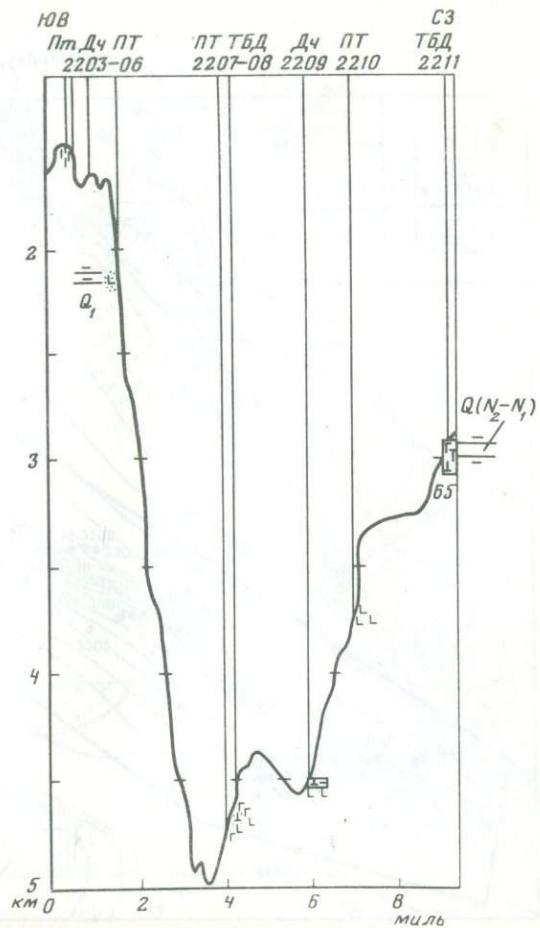


Рис. 52. Геологический материал, полученный в разломе Мария Целеста на дрейфовом профиле II-II  
Условные обозначения см. на рис. 25

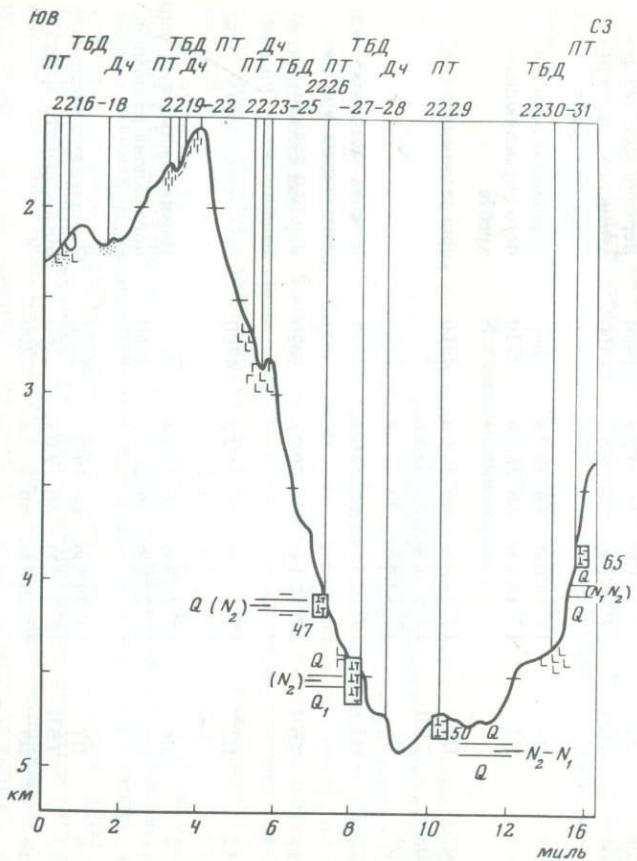


Рис. 53. Геологический материал, полученный в разломе Мария Целеста на дрейфовом профиле III-III  
Условные обозначения см. на рис. 25

Рис. 54. Геологический материал, полученный в разломе Мария Целеста на малых дрейфовых профилях  
Условные обозначения см. на рис. 25

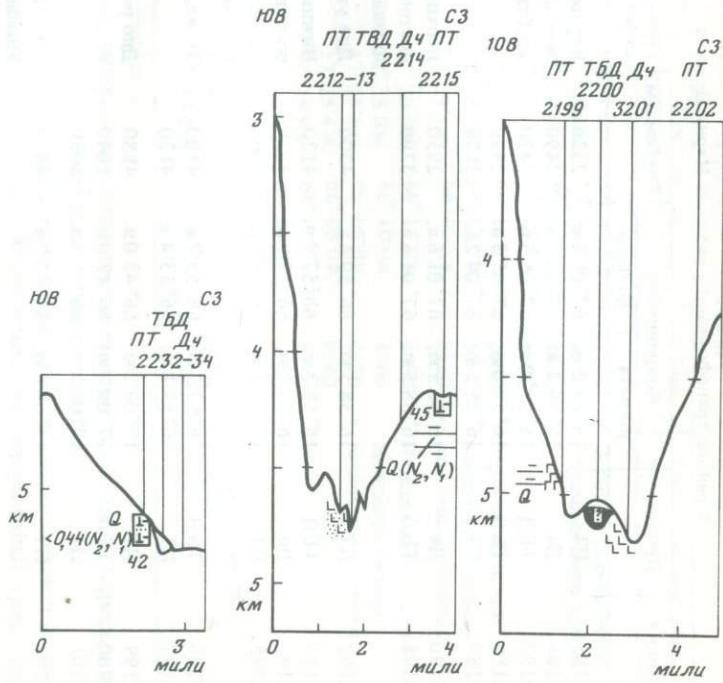


Таблица 21. Объем геологических работ, выполненных в районе трансформного разлома Мария Целеста

Станция	Прибор	Координаты		Глубина, м	Геологическое положение
		широта	долгота		
2185	ПТ	16° 59'2 ю.	67° 06'8 в.	2330	Вершина юго-восточного обрамляющего хребта
2186	Дч	16° 59'1 ю.	67° 06'2 в.	2490	
2187	ТБД	16° 59'0 ю.	67° 05'3 в.	2420	
2188	ТБД	16° 59'0 ю.	67° 05'3 в.	2420	
2189	ПТ	16° 58'5 ю.	67° 04'2 в.	2170	
2190	Дч	16° 58'5 ю.	67° 01'6 в.	2950	Верхняя часть юго-восточного обрамляющего хребта
2191	ТБД	16° 58'5 ю.	67° 01'6 в.	3200	
2192	ПТ	16° 58'5 ю.	66° 59'4 в.	4300	Дно ущелья
2193	ТБД	16° 58'3 ю.	66° 57'3 в.	4120	Нижняя часть северо-западного склона разломного ущелья
2194	Дч	16° 58'2 ю.	66° 57'2 в.	4020	
2195	ПТ	16° 57'8 ю.	66° 55'6 в.	3090	
2196	ТБД	16° 57'2 ю.	66° 53'7 в.	4100	To же
2197	ПТ	16° 57'1 ю.	66° 53'4 в.	4120	
2199	ПТ	17° 09'2 ю.	66° 43'0 в.	4880	Дно разломного ущелья
2200	ТБД	17° 09'0 ю.	66° 42'0 в.	5040	
2201	Дч	17° 08'5 ю.	66° 41'4 в.	5080	
2202	ПТ	17° 08'0 ю.	66° 40'2 в.	4460	Нижняя часть северо-западного склона разломного ущелья
2203	ПТ	17° 14'0 ю.	66° 39'5 в.	1490	Верхняя часть северо-западного склона разломного ущелья
2204	ТБД	17° 14'0 ю.	66° 39'5 в.	1500	
2205	Дч	17° 14'0 ю.	66° 39'2 в.	1640	Вершина юго-восточного обрамляющего хребта
2206	ПТ	17° 14'1 ю.	66° 38'7 в.	2320	
2207	ПТ	17° 13'6 ю.	66° 35'6 в.	4610	Дно разломного ущелья
2208	ТБД	17° 13'6 ю.	66° 35'6 в.	"	
2209	Дч	17° 13'0 ю.	66° 33'7 в.	4500	
2210	ПТ	17° 12'5 ю.	66° 32'7 в.	3770	Нижняя часть юго-западного склона ущелья
2211	ТБД	17° 12'1 ю.	66° 30'9 в.	3020	Верхняя часть северо-западного склона ущелья
2212	ПТ	17° 21'1 ю.	66° 24'3 в.	4700	Дно разломного ущелья
2213	ТБД	17° 21'1 ю.	66° 24'3 в.	4660	
2214	Дч	17° 20'9 ю.	66° 22'5 в.	4270	Нижняя часть северо-западного склона разломного ущелья
2215	ПТ	17° 20'8 ю.	66° 21'3 в.	4160	
2216	ПТ	17° 29'5 ю.	66° 19'0 в.	2210	Вершина юго-восточного обрамляющего хребта
2217	ТБД	17° 29'5 ю.	66° 19'0 в.	2180	
2218	Дч	17° 29'4 ю.	66° 17'2 в.	2200	

Таблица 21 (окончание)

Станция	Прибор	Координаты		Глубина, м	Геологическое положение
		широта	долгота		
2219	ПТ	17° 29'8 ю.	66° 14'9 в.	1750	Вершина юго-восточного обрамляющего хребта
2220	ТБД	17° 29'8 ю.	66° 14'9 в.	1800	
2221	Дч	17° 29'8 ю.	66° 14'7 в.	1680	
2222	ПТ	17° 29'7 ю.	66° 14'1 в.	1560	
2223	ПТ	17° 29'5 ю.	66° 13'6 в.	2680	Верхняя часть юго-восточного склона
2224	Дч	17° 29'5 ю.	66° 13'6 в.	2880	разломного ущелья
2225	ТБД	17° 29'5 ю.	66° 12'5 в.	2820	
2226	ПТ	17° 26'0 ю.	66° 18'0 в.	4080	Нижняя часть северо-
2227	ТБД	17° 25'0 ю.	66° 10'0 в.	4500	западного склона
2228	Дч	17° 25'4 ю.	66° 08'0 в.	4870	разломного ущелья
2229	ПТ	17° 25'4 ю.	66° 08'0 в.	4680	
2230	ТБД	17° 26'8 ю.	66° 05'0 в.	4350	
2231	ПТ	17° 27'0 ю.	66° 04'0 в.	3770	
2232	ПТ	17° 43'5 ю.	66° 38'5 в.	5120	Дно разломного
2233	ТБД	17° 43'5 ю.	68° 38'5 в.	5170	ущелья
2234	Дч	17° 43'0 ю.	66° 38'2 в.	5250	

ки были изучены минералогически и геохимически, в них были определены также скорости накопления радиуглеродным методом.

В зоне разлома Мария Целеста нами выполнено шесть геологических разрезов в условиях дрейфа судна с юго-востока на северо-запад (рис. 50). Они пересекли под углом осевую часть разлома, притом три профиля практически полностью охватили оба склона (рис. 51–53). На коротких пересечениях осевой зоны в дрейфе были выполнены 11 станций (рис. 54). В 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" выполнено 45 станций – больше, чем на каждом из ранее описанных разломов (табл. 21).

### Магматические породы

При геологическом опробовании дна были подняты из разлома Мария Целеста породы расслоенной серии (разнообразные габбро, габбро-диабазы, диабазы и большое количество базальтов). Наличие гипербазитов в данном разломе известно по результатам драгирования дна ущелья предыдущими исследованиями [Engel, Fisher, 1965; Белевцев и др., 1979], на это же указывает наличие большого количества (до 80%) обломков основных пород и их минералов среди эдафогенной части осадков, встреченных на дне разломного ущелья (например, ст. 2229 на глуб. 4300 м или станция 2231 на глуб. 3770 м).

На первом разрезе с нижних горизонтов юго-восточного разломного ущелья с глубин 4300 м (ст. 2192) было поднято небольшое количество мелких обломков среднезернистого пироксен-плагиоклазового габбро, покрытого коркой железо-марганцевых окислов. С глубины 3200 м (ст. 2191) подняты обломки диабазов. Породы характеризуются типично диабазовой структурой, когда основу, матрицу, слагают беспорядочно расположенные лейсты основного плагиоклаза, а интерстиции заполнены зер-

нами моноклинного пироксена, некоторые из которых замещены хлоритом. На этой же станции подняты в небольшом количестве мелкие обломки слабо палагонизированных базальтовых стекол с редкими вкрапленниками плагиоклаза. С верхних горизонтов этого борта (станции 2190 и 2186) подняты отдельные угловатые обломки железомарганцевых корок, а на ст. 2185 с глубины 2330 м, наряду с обломками железомарганцевых корок, были подняты мелкие обломки вулканического стекла базальтового состава. С северо-западного борта разломного ущелья станций 2193 и 2196 подняты только вулканические породы. В одних случаях (ст. 2193) это типичные базальты, состоящие из вкрапленников плагиоклаза и моноклинного пироксена, заключенных в слабо палагонизированное вулканическое стекло, в других — это мелкие обломки вулканического стекла.

Интересные данные получены на станциях 2199–2202, расположенных на разрезе малого дрейфа, задачей которого было исследование дна разломного ущелья. Как видно на батиметрическом профиле (см. рис. 54), на дне ущелья четко вырисовывается небольшое поднятие, отделенное от бортов основного ущелья впадинами, имеющими относительную глубину 100–200 м. Борта ущелья, очевидно, сложены на нижних горизонтах породами расслоенного комплекса. Об этом можно судить по тому, что на ст. 2199, расположенной на юго-восточном борту ущелья на глубине 4880 м, геологической трубкой были подняты мелкие обломки плагиоклаз-пироксенового мелкозернистого габбро. А с мелкого поднятия, расположенного на дне ущелья, на ст. 2201 с глубины 5080 м дночерпателем были подняты три крупных ( $10 \times 15 \times 10$ ;  $15 \times 10 \times 8$  и  $15 \times 18 \times 10$  см) обломка базальтов, имеющие угловатые очертания и представляющие собой обломки вулканических труб, столь характерных для подводных излияний базальтов. Один из обломков имел типичную для кусков шаровых лав столбчатую отдельность с сохранившимся на поверхности вулканическим стеклом. Базальты имеют порфировидное строение. Среди вкрапленников преобладают плагиоклаз № 50–55, встречается моноклинный пироксен и в единичных штифах—оливин. Основная масса, как правило, — анизотропное базальтовое стекло с редкими микролитами плагиоклаза и пироксена. В некоторых разностях, особенно тяготеющих к внутренним частям обломков, отмечаются участки, в которых основная масса представлена микролитами плагиоклаза, образующих типичные диабазовые структуры. Среди минералов основной массы отмечаются рудные минералы. По химическому составу, что подробно рассмотрено ниже, все образцы являются типичными низкокалиевыми толеитовыми базальтами, т.е. не наблюдается различий по сравнению с базальтами, формирующими в рифтовых долинах срединно-океанских хребтов. В то же время геологическая ситуация нахождения образцов данных базальтов заставляет полагать, что они формировались в связи с магматической активностью, свойственной зоне трансформного разлома. На возможность проявления элементов раздвига в зонах разломов указывается, например, в работе [Menard, Atwater, 1969]. На обнаружение магматической деятельности в связи с зонами трансформных разломов указывает Э. Бонатти с коллегами [Bonatti et al., 1970]. Однако эти авторы считают, что формирующиеся в зонах магматические породы характеризуются повышенной щелочностью. Очевидно, это не всегда так.

На втором дрейфовом разрезе с северо-западного борта подняты образ-

цы только с верхних горизонтов станций 2206, 2203, 2204. Образцы с этих станций представляют собой мелкие обломки базальтового стекла. На станциях 2207 и 2208, расположенных на нижних горизонтах юго-восточного склона, обнаружены мелкие обломки диабазов и габбро-диабазов, представляющих субвулканические разности пород. Можно полагать, что они являются представителями дайковой серии, которая слагает низы юго-восточного склона разломного ущелья. На станциях 2209–2211 (см. табл. 21), расположенных на более высоких горизонтах этого склона ущелья, были подняты только мелкие обломки базальтов и вулканического стекла. Базальты характеризуются порфировидным строением, в них на фоне стекловатой основной массы отмечаются вкрапленники плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Второй малый дрейфовый разрез позволил установить на дне разломного ущелья небольшое поднятие, которое было опробовано на станциях 2212 и 2213. На этих станциях обнаружены мелкие обломки базальтов. Можно полагать, что это поднятие аналогично поднятию, опробованному на ст. 2201. По всей видимости, "трансформные базальты" в разломе Мария Целеста пользуются довольно широким распространением.

С юго-восточного борта разломного ущелья на третьем дрейфовом разрезе на станциях 2825 и 2227 (см. табл. 21) подняты обломки диабазовых порфиритов, являющихся, скорее всего, субвулканическими разностями магматических пород и фиксирующих здесь присутствие пород дайковой серии. На станциях, расположенных на более высоких горизонтах этого борта, (см. табл. 21) обнаруживаются обломки базальтов, вулканического стекла и рудных железо-марганцевых корок. На северо-западном борту ущелья базальты обнаружены на глубине 4350 м (ст. 2230). Обломки базальтов этой станции имеют порфировидное строение. Вкрапленники в них представлены пироксеном и плагиоклазом, но есть разности с вкрапленниками плагиоклаза и оливина.

С основания юго-восточного борта разломного ущелья на третьем малом дрейфовом разрезе (ст. 2138, глубина 5120 м) подняты обломки гравийной разности, представленные мелко- и среднезернистым габбро. Породы сложены идиоморфными кристаллами основного плагиоклаза, интерстииции между которыми заполнены зернами моноклинного пироксена. Таким образом, как показывают данные по всем выполненным разрезам, основание юго-восточного борта разлома сложено породами расслоенного комплекса, главным представителем которого являются различные типы габбро.

### Осадочный покров

В разломной зоне Мария Целеста обширные участки дна представлены выходами коренных изверженных пород или продуктами их разрушения. Осадки развиты локально и имеют небольшую мощность, часто они лишь слегка припирашают скальный грунт.

В общих чертах осадки здесь представлены теми же типами, что и в рассмотренных выше зонах (Вима, Арго).

**Эдафогенные отложения.** По гранулометрическому составу среди них различаются песчано-гравийные разности и более грубые, несортированные отложения, где наряду с мелкими (0,5 см) обломками присутствуют круп-

ные (до 15 см). Состав материала большей частью однородный: это либо базальты и минеральные зерна — продукты их разрушения (вулканическое стекло, основные плагиоклазы, оливин, моноклинные и ромбические пироксены), либо диабазы, либо габброиды (в отличие от разломов Вима и Арго среди собственно эдафогенных отложений разлома Мария Целеста серпентинитовая кластика присутствует в очень незначительных количествах или полностью отсутствует). Некоторые обломки пород, поднятые с обрамляющих ущелье поднятий, покрыты железомарганцевой коркой. Обломки в основном угловатые, но грани их иногда несколько слажены. Обычно приборы приносили только эдафогенную кластику, редко с небольшими примазками ила. Однако разнообразный по составу эдафогенный материал (габброиды, долериты, пироксениты, базальты) заключен в пластичной коричневой слабокарбонатной глинистой массе с примесью биогенного кремнезема (ст. 2207, см. табл. 21). Очевидно, образование также связано с оползневыми явлениями или вязкими пастообразными потоками.

Особый тип эдафогенных отложений встречен в нижней части северо-западного склона депрессии (ст. 2209). Эти отложения отличаются тем, что состоят из продуктов разрушения слоистой толщи. Они представлены обломками, размером от 0,5 до 3 см (сортировка отсутствует), заключенными в слабокарбонатном глинистом илу с небольшой примесью биогенного кремнезема. Окатанность материала разная: одни фрагменты угловаты и остроугольны, другие хорошо окатаны. В составе кластики различаются диабазы, очень сильно измененные бурые и желтые кремневидные и оглинистые породы, но, главное, здесь присутствуют обломки песчаников, алевролитов и гравелитов, образованных в общем тем же материалом (измененные базальты, хлоритизированные стекла, диабазы, марганцевая руда), цемент цеолитовый. Вероятно, весь материал, слагающий кластику, произошел от разрушения стратифицированной обломочной толщи. Следы первичной слоистости в виде контакта между разными гранулометрическими породами сохранились в некоторых обломках.

**Эдафогенно-карбонатные отложения.** Их разнообразие определяется количеством и составом эдафогенного, а также характером пелагического осадочного материала. Состав эдафогенного материала зависит от типа обнажающихся пород. В одних местах он представлен обломками габброидов или диабазов, в других — базальтов и базальтового вулканического стекла (иногда только стекла), в-третьих, мы имеем дело с полимиктовой кластикой, состоящей из базальтового, габброидного и гипербазитового материала.

Наибольшее распространение имеют фораминиферовые пески с примесью однородной по составу кластики, обычно плохо сортированной, с размером обломков от долей миллиметра до 4 см.

Особый характер отложений встречен на поднятиях, ограничивающих крутой юго-восточный склон депрессии. Здесь вместе с базальтовой кластикой присутствуют фрагменты рудных корок, иногда обильные. С одной из вершин (ст. 2222) поднят осадок, представляющий собой смесь обломков рудных корок, базальтового стекла, гиалокластитов, раковинного дегрита и фораминиферового песка. Многие обломки, в том числе и раковинный дегрит, покрыты рудным налетом.

Гиалокластитовые обломки состоят из мелких (< 2 мм) угловатых ку-

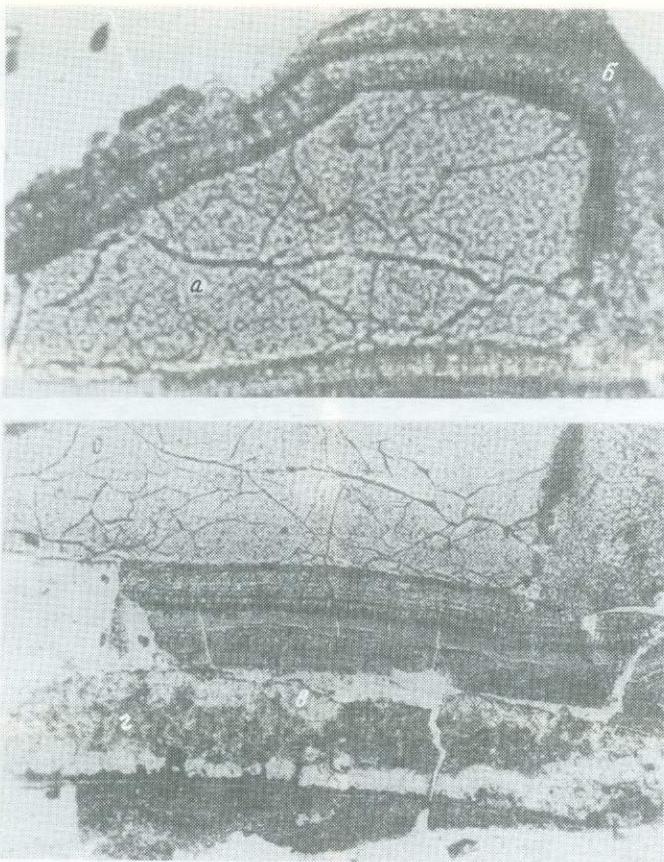


Рис. 55. Обломок свежего трещиноватого стекла (а), покрытый плойчатой палагонитовой коркой (б). Пространство между обломками заполнено филиппситовыми кrustификациями (в) и известняковым микритом (г). Шлиф, X40, без анализатора

сочков свежего базального стекла (сидеромелана), покрытых концентрически-слоеватой желто-коричневой корочкой (0,15–0,5 мм), образованной палагонитом и неравномерно окрашенной окислами железа (рис. 55). Корочки имеют тончайшую плойчатую текстуру, сходную с ритмичностью, обусловленной диффузионными явлениями в гелях. Слойки в корочках различно раскристаллизованы, одни имеют микрофиолитовую структуру, другие состоят из чешуйчатых пучков (фибр), ориентированных перпендикулярно слойкам, третьи почти изотропны. Двупреломляющие палагониты получили название фобропалагонитов; их появление связано с началом сорбирательной кристаллизации коллоида и появлением зачатков минеральных фаз.

Для изучения вещественного состава палагонита и его сравнения с родоначальным стеклом на электронном рентгеновском микроанализаторе MS-46 был исследован образец, в котором выделяются три участка: стекло, палагонитовая кайма (толщина 124 мкм) и цеолитовая пленка. Распределение элементов приводится на рис. 56 и 57, на которых видно, что палаго-

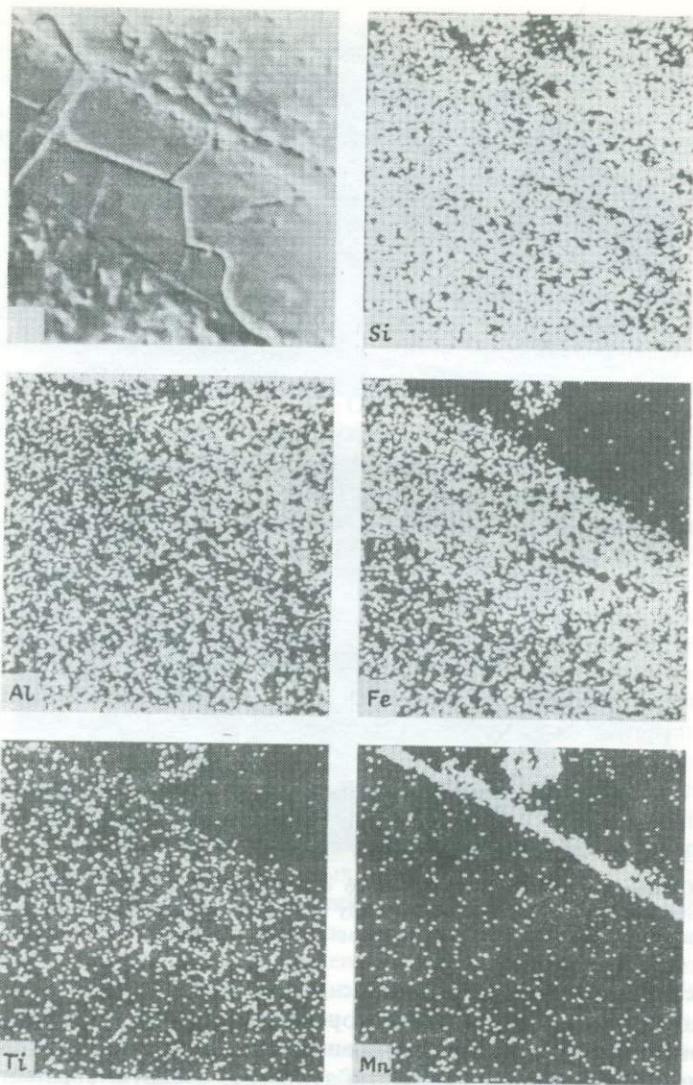


Рис. 56. Качественный микрозондовый анализ распределения элементов; верхний левый снимок в отраженных электронах (стекло, палагонит, цеолит)

нит по сравнению с неизмененным стеклом обеднен натрием, кальцием, магнием и обогащен калием, железом и титаном. Обращает на себя внимание распределение марганца (см. рис. 56), который практически отсутствует в неизмененном стекле и в палагоните, но концентрируется на поверхности палагонитовой каймы и образует микростяжения за пределами гиалокласта, очевидно, в матриксе; вместе с Mn в стяжении присутствует железо, титан и кальций.

Палагонитовые корочки в образце не только покрывают фрагменты стекла, но встречаются и в виде самостоятельных обломков. В породе мно-

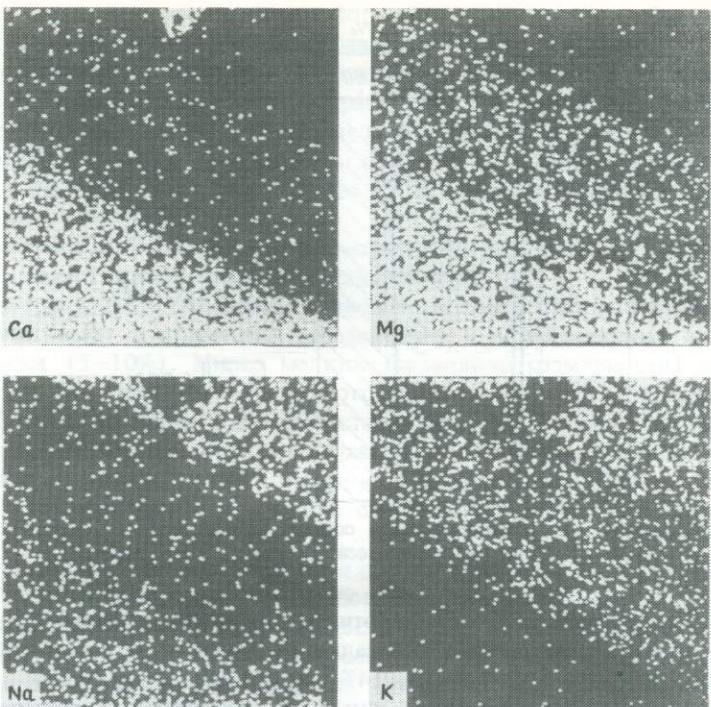


Рис. 57. Качественный микрозондовый анализ распределения элементов (тот же образец, что на рис. 56)

го цеолита (филлипсит), обычно образующего крустикационные пленки (см. рис. 56).

Связующая масса скучная и местами отсутствует (обломки соприкасаются); состоит она из известкового микрита с небольшой примесью фораминиферового дегрита. По маленьким обломкам трудно восстановить процесс формирования породы. Но очевидно, что гиалокластогенные накопления рано испытали определенные изменения: периферия обломков была гидратирована и превращена в палагонит, в котором началась собирательная кристаллизация; позднее возникли цеолиты. Карбонатный ил "затекал" сверху в пустоты либо служил вмещающим осадком, куда в большом количестве попадал обломочный материал. И в том и в другом случае осадка было мало. В итоге возникла довольно плотная порода, которая вместе с другими (базальты, марганцевые корки) дала начало эдафогенной классике, смешавшейся с фораминиферовым песком и раковинным дегритом.

Необычные эдафогенно-карбонатные осадки встречены в приосевой части депрессии на юго-западе полигона Мария Целеста (ст. 2232, глубина 5120 м), где была поднята колонка длиной 42 см. Здесь развиты темно-коричневые глинисто-карбонатные (кокколитовые) и карбонатно-глинистые илы с рассеянным в них полимиктовым песком и гравием. Среди таких илов выделяются два слоя, представленные полимиктовым эдафогенным песком и алевритом с примесью переотложенных фораминифер; в слоях присутствуют угловатые обломки мелкокристаллического габбро разме-

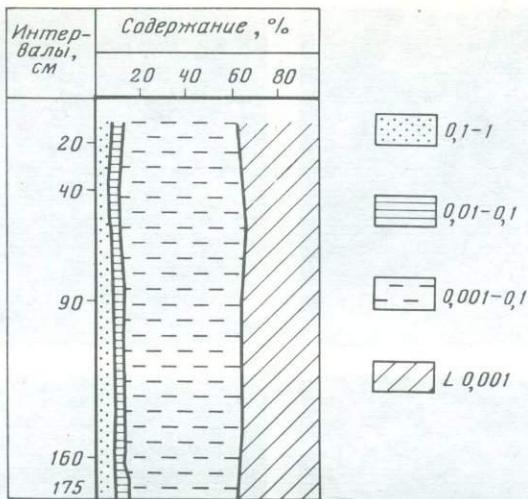


Рис. 58. Диаграмма гранулометрического состава карбонатных осадков (ст. 2195, глубина 3090 м; склон депрессии разлома Мария Целеста)

ром до 2 см. Возраст осадков четвертичный, но в них встречаются единичные неогеновые кокколиты. Эти осадки отличаются от других обилием глинистого вещества ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 11–14%) и разнообразным составом эдафогенной кластики (плагиоклазы, пироксены, амфиболы, серпентиниты, базальтовое стекло, габброиды и др.). Следует отметить, что эти отложения встречены на одном из глубоководных участков полигона, и тем не менее содержание карбонатов здесь довольно высокое ( $\text{CaO}$  – 24–25%).

**Карбонатные отложения.** Обычно представлены серовато-коричневыми кокколитовыми илами с незначительной примесью глины ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 1,13–1,88%) и биогенного кремнезема (диатомовые, радиолярии, единичные спикулы губок) –  $\text{SiO}_2$  аморф – 5–9,5%. Гранулометрически это пелитовые осадки (рис. 58) с небольшой примесью песчаной (6–9%) и алевритовой (3–4%) фракций, состоящих в основном из фораминифер и их детрита.

В некоторых колонках (ст. 2226) илы содержат больше фораминифер, которые в отдельных горизонтах преобладают; здесь вместе с ними присутствует в небольших количествах базальтовое стекло песчаной размерности.

Карбонатные илы встречены на склонах ущелья до глубины 4100 м.

Карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные отложения – коричневые илы разных оттенков, чаще светлых; местами отмечается хорошо выраженная пятнистость.

Обычно это пелитовые осадки, основным компонентом которых являются кокколиты и глинистое вещество; постоянно имеется здесь примесь фораминифер и незначительное количество биогенного кремнезема. Содержание глинистого материала варьирует ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  – от 2,38 до 11,6%), причем с увеличением глинистости увеличивается и железистость ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  от 4,04 до 15,6%). Иногда это выражается в слоисто-полосчатой текстуре отложений (ст. 2229). Слоистость обусловлена также появлением на отдельных ин-

тервалах прослоев, обогащенных фораминиферами и полимиктовым песком, состоящим из плагиоклазов, базальтового стекла, палагонита, обломков серпентинитов; попадаются также обломки диабазов песчаной и гравийной размерности (1–3 см). Возраст этих отложений четвертичный, но встречены "занесенные" плиоценовые и миоценовые кокколиты.

Необычный разрез карбонатно-глинистых отложений обнаружен на ст. 2215 (см. табл. 21), где поднято 45 см осадков, имеющих следующее строение.

1. Интервал 0–2 см. Ил грязно-зеленого цвета, глинистый, слабокарбонатный, покрыт тонкой железомарганцевой пленкой.

2. Интервал 2–23 см. Ил оранжево-коричневый, глинисто-карбонатный (кокколитовый) с примесью фораминифер и полимиктового алевролита и песка (5–10%). Много мелких (гравийной размерности) плотных глинистых "катунов" грязно-зеленого цвета, в которой отмечается примесь обломочных зерен того же состава, что и во вмещающем осадке. В осадке зафиксировано высокое содержание марганца ( $MnO - 6,38\%$ ).

3. Интервал 23–45 см. Ил, как и в слое интервала 0–2 см, но с глинистыми "катунами" размером до 2,5 см; более крупные "катуны" покрыты тонкой (0,1 мм) рудной пленкой.

Обогащенные глиной карбонатные осадки встречены на глубинах 3770–4680 м, т.е. несколько ниже, чем слабоглинистые.

Итак, в зоне разлома Мария Целеста большие участки дна образованы коренными породами; особенно распространены базальты. Это определяет: состав эдафогенной кластики, среди которой много базальтового материала, значительную роль играют и габброиды. На поднятиях, обрамляющих ущелье, широким распространением пользуются железо-марганцевые корки, бронирующие выходы коренных пород. Эдафогенный материал местами в нижней части склонов образует специфические оползневые накопления.

Осадочный покров в зоне разлома Мария Целеста характеризуется исключительной прерывистостью и очень малой мощностью. Повсеместно основным компонентом осадков являются биогенный карбонатный материал, к которому часто примешено то или иное количество местного обломочного. В верхних частях склонов в эдафогенно-карбонатных отложениях существенную (иногда основную) роль играют фораминиферы. Ниже по склону преобладают кокколиты, хотя встречаются и фораминиферовые осадки, но они образуют лишь резкие маломощные прослои. Еще ниже в осадках увеличивается количество глинистого материала. Очевидно, такая тенденция в изменении осадочного материала отражает вертикальную зональность, однако она проявляется нечетко. Так, на глубине 5120 м (ст. 2232) карбонатность осадков остается еще очень высокой ( $CaO$  около 25%).

# Стратиграфия и абсолютный возраст осадков

## Изотопная геохронология

Результаты радиоуглеродного датирования осадков разлома Марии Целесты представлены в табл. 22, а результаты расчетов средних скоростей седиментации и длины утерянных частей колонки в табл. 23. Для двух гранулометрических фракций осадков горизонта 0–25 см колонки 2211 получены сходящиеся значения возраста, а для горизонта 35–45 см

Таблица 22. Результаты радиоуглеродного датирования разлома Мария Целесты

Станция	Прибор	Горизонт, см	Фракция, мм	Возраст, лет	Индекс ИО АН
2195	ПТ	0–20		9740 ± 150	1793
2197	ПТ	0–20		13530 ± 330	1792
		20–40		19780 ± 1100	1809
		30–50		22680 ± 480	1807
2209	Дч	0–2		6070 ± 120	1622
		2–4		6050 ± 120	1621
		4–6		6690 ± 240	1623
		6–8		7970 ± 170	1626
2211	ПТ	0–25	> 0,15	20510 ± 330	1670
			< 0,15	19950 ± 1810	1671
2226	ПТ	0–20		16900 ± 320	1667
		35–45	> 0,15	24850 ± 670	1687
			< 0,15	19280 ± 420	1695
2229	ПТ	0–20		15780 ± 360	1665
2231	ПТ	0–20		12010 ± 670	1668

Таблица 23. Скорости седиментации донных осадков разлома Мария Целесты и длины верхних частей колонок, утерянных при отборе

Станция	Прибор	$^{14}\text{C}$		$^{230}\text{Th}$		Длина верхней утерянной части колонок, см
		Интервал, см	Скорость, мм/тыс. лет	Интервал, см	Скорость, мм/тыс. лет	
2195	ПТ	0–10	(6,0)*	0–175	8,1	6,6
2197	ПТ	0–10	(3,7)*	—	—	—
		10–30	(32,0)*	—	—	—
		30–40	(34,5)**	—	—	—
2209	Дч	0–10	6,3	—	—	—
2111	ПТ	0–10	(2,2)*	0–60	1,8	0,0
2226	ПТ	0–10	(2,5)*	0–45	1,4	0,0
		10–40	(32,9)**	—	—	—
2227	ПТ	—	—	0–90	4,3	—
2229	ПТ	0–10	(2,9)*	—	—	—
2231	ПТ	0–10	(4,5)*	—	—	—

\*Значение, полученное по соотношению (4) без учета потерь верхнего горизонта.

\*\*Значение, полученное по соотношению (3), завышенное вследствие привноса  $^{14}\text{C}$  бентическими организмами из верхнего горизонта.

колонки 2226 значения расходятся в пределах двух стандартных погрешностей. По-видимому, в верхние горизонты этой колонки частично поступал переотложенный материал иного гранулометрического состава. Поступление этого материала и явилось причиной более высоких скоростей седиментации по сравнению с средними значениями, определенными методом неравновесного  $^{230}\text{Th}$ . В горизонты 10–30 и 30–40 см колонки 2197 бентическими организмами занесен углерод из верхних частей колонок, по этой причине и получились аномально высокие значения скоростей седиментации. Надежными можно считать лишь определения, выполненные для пробы, отобранный дночерпателью и скорости, полученные методом неравновесного  $^{230}\text{Th}$ . Пять надежно определенных значений меняются в интервале 1,4–8,1 мм/тыс. лет.

### Диатомеи в осадках

В районе разломного ущелья Мария Целеста осадочный покров распространен локально, его мощность, по всей вероятности, невелика, на что указывает тот факт, что из 33 спусков геологических труб было получено всего лишь 9 колонок осадков относительно малой мощности – от 40 до 185 см. Для разлома характерны биогенные карбонатные осадки, примесь кремнистого материала не превышает 5%. Осадки практически лишены диатомей. Это объясняется тем, что разломное ущелье простирается в области распространения малопродуктивных поверхностных вод ( $16^{\circ}58' - 17^{\circ}43'$  ю.ш.,  $66^{\circ}53' - 65^{\circ}38'$  в.д.) с малым количеством диатомей в прижизненном слое и разбавлением при захоронении кремнистого материала карбонатным. Диатомеями в некоторой степени охарактеризованы лишь отложения северо-западного склона и дна разломного ущелья (станции 2195, 2197, 2207, 2211, 2213, 2215, 2226, 2227, 2229, 2231, 2232). В поверхностных осадках, как правило, комплексы диатомей богаче и разнообразнее, чем в более глубоких горизонтах, где встречены единичные экземпляры двух-трех видов диатомей. В ряде интервалов диатомеи полностью отсутствуют. Крайне обедненные ассоциации диатомей часто включают виды широкого стратиграфического распространения, не позволяющие судить о возрасте вмещающих их осадков. И только на станциях 2197 (0–10 см), 2227 (0 см), 2229 (0 см), 2231 (0–10 см), 2232 (0–42 см) осадки в указанных интервалах имеют достоверно плейстоценовый возраст, так как содержат хотя и обедненный, но характерный только для плейстоцена тропических районов комплекс диатомей *Coscinodiscus nodulifer* A.S., *Pseudoeunotia doliolus* (Wall.) Grun., *Rhizosolenia bergonii* Perag., *Roperia tesselata* (Roper) Grun., *Planktoniella sol* (Wall.) Schutt, *Nitzschia marina* Grun., *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendey, *Coscinodiscus crenulatus* Grun., *Thalassiosira oestrupii* (Ostenf.) Pr.–Lavrenko, *Thalassionema nitzschiooides* Grun., *Asteromphalus hiltonianus* (Grev.) Ralfs, *Hemidiscus cuneiformis* Wall., *Rhizosolenia firma* Karsten.

Стратифицировать осадки, полученные в разломном ущелье Мария Целеста, по диатомеям и рассчитать скорости их накопления не представляется возможным.

Известковый нанопланктон из 14 стадий встречен на 13-ти станциях (2195, 2197, 2207, 2208, 2209, 2211, 2213, 2215, 2226, 2227, 2229, 2231, 2232) при получении пробы биогенных карбонатных осадков (см. рис. 36, В). На десяти станциях подняты короткие колонки осадков от 40 до 185 см. Станции расположены в интервале глубин от 3020 до 5120 м. Осадки шести приборов подняты с глубин ниже критической глубины карбонатонакопления: ст. 2209 — 4500 м; ст. 2208 — 4610 м; ст. 2213 — 4660 м; ст. 2229 — 4680 м; ст. 2232 — 5120 м.

В осадках разломного ущелья Мария Целеста было встречено 27 видов кокколитов из 10 родов (табл. 24). Во всех пробах отмечен типичный для плейстоцена субтропических районов богатый комплекс известкового нанопланктона. [McIntyre, Be, 1967; Ушакова, 1969, 1974]: *Seratolithus cristatus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, различные виды рода *Gephyrocapsa*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Rhabdosphaera clavigera*. Среднеплейстоценовый зональный вид *Pseudoemiliania lacunosa* типичен для большинства комплексов кокколитов из осадков колонок. В ряде проб отмечен современный космополитный вид *Emiliania huxleyi*. Практически во всех пробах в отличие от осадков северных разломов присутствует субтропический вид *Rhabdosphaera clavigera*. Появившись в осадках самой южной станции разлома Вима, этот вид стал определяющим элементом осадков расположенного в субтропической зоне разлома Мария Целеста.

Сохранность нанопланктона во всех образцах хорошая. Следует отметить заметное увеличение размеров массового субтропического вида *Rhabdosphaera clavigera* на станциях 2211 и 2195 в осадках нижних слоев колонок. Возможно, это было вызвано усилением циркуляции вод и увеличением подтока питательных веществ во время их существования. Плохой сохранностью отличаются лишь редкие формы переотложенных миоценовых видов, имеющие оплывший "разбухший" облик. Миоценовые переотложенные виды встречены по всем колонкам фактически лишь в осадках этого разлома. Их облик указывает на длительность переноса, удаленность источника размыва и иное его местонахождение, чем в разломах Вима и Арго. Переотложенные так же по всем разрезам колонок более частые плиоценовые виды обладают хорошо сохранившимися формами и сходны по сохранности с одновозрастными переотложенными видами в разломе Вима. По-видимому, источник плиоценового перемыва был значительно ближе, чем имеющиеся миоценовые отложения.

Численность кокколитов в осадках разреза колеблется от массовой встречаемости до единичных экземпляров. Разлом расположен в зоне массового развития нанопланктона ( $16^{\circ}58'$ — $17^{\circ}43'$  ю.ш.;  $66^{\circ}53'$ — $65^{\circ}38'$  з.д.), что обусловливает количественное и качественное разнообразие видов субтропического комплекса кокколитофорид. Уменьшение численности отмечается в верхах колонок, полученных на дне ущелья ниже уровня критической глубины карбонатонакопления (станции 2229 и 2232). Это позволяет предположить опускание дна и усиление растворения кокколитов. Нанопланктон также встречен в песчаных пробах со дна каньона.

По данным нанопланктонного анализа возраст вскрытых осадков датируется как плейстоценовый. Практически во всех колонках, за исключе-

чением станций 2226 и 2232 (зона *Emiliania huxleyi*), отсутствуют современные осадки. На ст. 2208 возможно получение осадка зоны *Gephyrocapsa oceanica* (0,27–0,44 млн лет). Отсутствие верхов разреза, видимо, связано с крутизной бортов разлома, смывом кокколитов или изменением глубин осадконакопления около 0,44 млн лет назад.

Скорости осадконакопления по данным нанопланктона были, по-видимому, порядка 2 мм/тыс. лет. Эта величина в целом ниже, чем в двух северных разломах, что, вероятно, связано с тем, что данное ущелье расположено в области малопродуктивных для кремневых организмов поверхностных вод. Фактически один из двух ведущих компонентов, поставляющих обычно значительную долю осадка отсутствует.

Суммируя данные изучения нанопланктона по трем разрезам, следует отметить следующие моменты.

Кокколиты встречены в осадках всех разломов, как правило, в значительных количествах, несмотря на критическую глубину в урезах оснований разломов. Резкое уменьшение их содержания отмечается на крутых склонах разлома Вима.

Уменьшение численности к поверхности по колонкам на критических глубинах у подножий указывает на возможное опускание дна разломов в позднем плейстоцене (позже 0,44 млн лет).

В двух северных разломах встречены широкотропические виды плейстоценовых кокколитов. В южном разломе Мария Целеста присутствует типичный субтропический комплекс нанопланктона.

По мере продвижения на юг происходит омолаживание и уменьшение мощности вскрытых нижних толщ осадков. В разломе Вима, возможно, получены максимально древние осадки плейстоцена, в разломах Арго и Мария Целеста — лишь наиболее молодые среднеплейстоценовые осадки.

В разломах широко развито переотложение кокколитов. В ущельях Вима и Арго (за исключением нескольких редких станций с миоценовыми оплывшими видами) в основном — плиоценовое переотложение. Причем в Арго кокколиты часто оплыши, что указывает на дальность переноса. В осадках разлома Мария Целеста отмечены наряду с переотложенными плиоценовыми хорошей сохранности видами и редкие оплыши экземпляры миоценовых видов. Возможно, поставка переотложенного материала велась здесь из разных районов.

Скорости осадконакопления в среднем в разломах: Вима — 7,4 мм/1 тыс. лет, Мария Целеста — 2 мм/1 тыс. лет, а в Арго до 5,8 мм/1 тыс. лет. Уменьшение скоростей к югу связано с переходом в малопродуктивную зону океана. Скорость по профилю в разломах менялась в зависимости от крутизны склонов или от приближения ко дну каньонов, расположенных на уровне критической глубины карбонатонакопления. Скорость осадконакопления резко увеличивалась в карманах склонов за счет привноса с бортов.

### Выходы

Основные результаты геохронологических исследований приведены на рис. 59. Анализируемые колонки имеют малую мощность, и детальность полученных результатов невелика. Скорости накопления осадков в боль-

Таблица 24. Известковый нанопланктон в осадках разлома Мария Целеста\*

Видовой состав	G. 2195								G. 2226				G. 2232		
									Глубина						
	0	20	50	90	120	150	185		0	10	20	47	0	20	42
1. Ceratolithus cristatus Kamptner	x		x	x	x	x	x						xx	x	x
2. G. primus Bukry, Percival															
3. C. rugosus Bukry, Bramlette														x	
4. C. telesmus Norris															
5. Cyclococcolithus leptoporus (Murray, Blackman) Kamptner	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
6. C. mainictyrei Bukry, Bramlette															
7. Discoaster adamanteus Bramlette, Wilcoxon															
8. D. asymmetricus Gartner							x								
9. D. brouweri Tan Sin Hok	x	x	x			x		x	x	x					
10. D. challengerii Bramlette, Riedel															
11. D. deflanderi Bramlette, Riedel															
12. D. hamatus Martini, Bramlette				x											
13. D. neohamatus Bukry, Bramlette												x			
14. D. neorectus Bukry						x									
15. D. pentaradiatus Tan Sin Hok			x	x								x	x	x	x
16. D. surculus Martini, Bramlette			x	x		x		x				x	x	x	x
17. D. tamalis Kamptner	x	x					x								x
18. D. variabilis Martini, Bramlette	x						x								
19. Discolithina perplexus Bramlette, Riedel									x	x	x	x	x	x	x
20. Emiliania huxleyi (Lohmann) Hay, Mohler			x	x	x	x	xx	x	x	x	x	xx			
21. Gephyrocapsa aperta Kamptner	x	x	x			x	xx	xx	x	x	x	x	x	x	x
22. G. caribbeanica Boudreux, Hay	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
23. G. oceanica Kamptner	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
24. Helicopontosphaera kamptneri Hay, Mohler								x							
25. Pseudoemiliania lacunosa (Kamptner) Garther	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
26. Rhabdosphaera clavigera Murray, Blackman	xx	xx	xx	xx	xx	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
27. Umbilicosphaera mirabilis Lohmann	x	x	x						x	x	x	x	x	x	x
Обилие	m	m	m	m	m	m	m	m	ч	m	m	m	p	ч	m
Кокколитовые зоны													Emiliania huxleyi	Emil. Gephyro-	capsa oceanica
Возраст	Плейстоцен								Плейстоцен						

\*Условные обозначения см. на табл. 6.

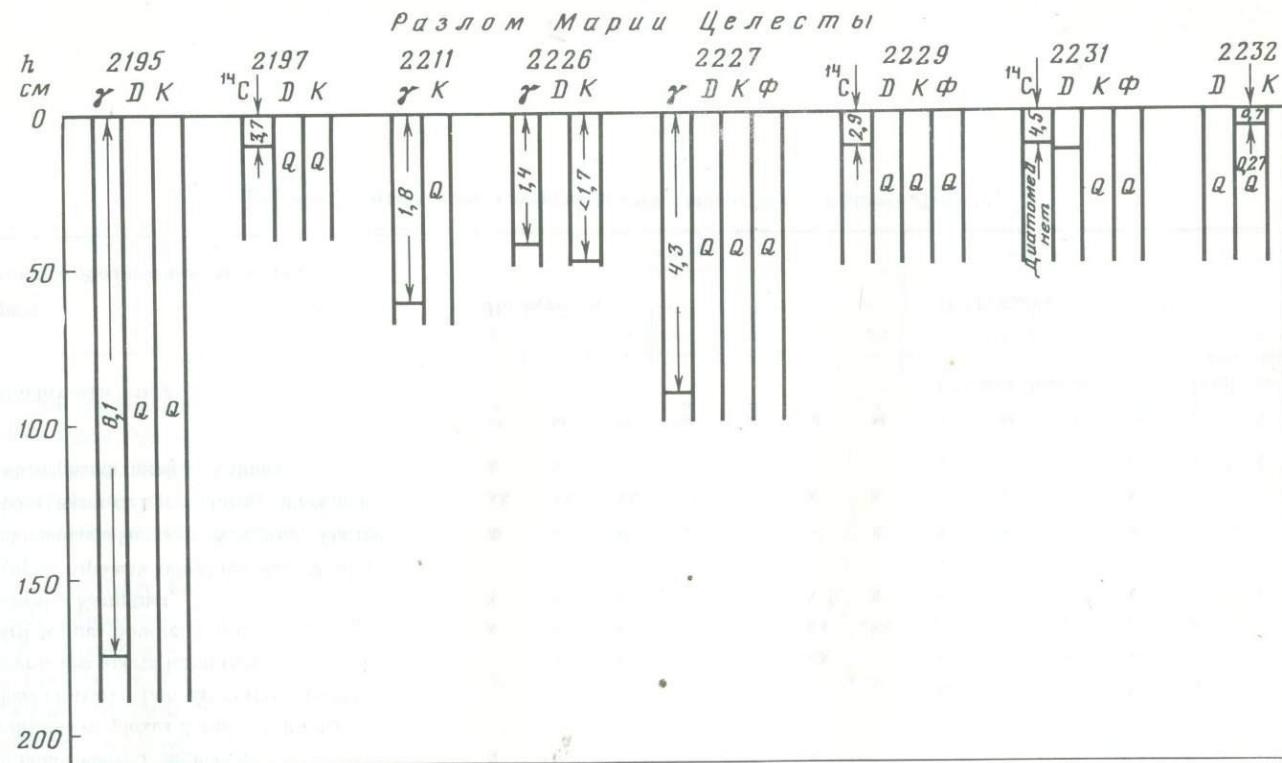


Рис. 59. Сводные результаты определения средних скоростей седиментации и возраста донных осадков разлома Мария Целеста  
Условные обозначения см. на рис. 37

шей части колонок меняются в узком интервале значений 1,4–4,5 мм/1000 лет. Данные биостратиграфии подтверждают четвертичный возраст осадков. На ст. 2195 отмечена максимальная скорость накопления осадков (8,1 мм/1000 лет), полученная гамма-спектральным методом.

### Высокодисперсные минералы

В разломе Мария Целеста были изучены образцы трех колонок: станции 2195, 2209, 2215.

**Станция 2195** (0–190 см). Во фракции меньше 1 мкм преобладают рентгеноаморфные вещества: рентгеновские дифрактограммы имеют слабые отражения глинистых минералов. Заметно присутствие двух глинистых минералов: монтмориллонита и хлорита. Есть след серпентиновых минералов и кварца. Таким образом, здесь преобладают эндогенные образования полутонких окислов железа, монтмориллонита и эдафоген-  
ного хлорита и серпентинит. Терригенный вклад ничтожен.

**Станция 2209** (дч. 35–45 см). Как и в предыдущих пробах, здесь отмечается высокое количество рентгеноаморфных веществ (большой фон на рентгенограммах). Содержание глинистых минералов больше, чем в предыдущей станции. Они представлены железо-монтмориллонитом, мало устойчивым к воздействию горячей 1 н соляной кислоты. После насыщения образцов глицерином на дифрактограммах появляется широкое отражение с максимумом 8,8 Å. Это отражение свидетельствует о присутствии смешанослойных минералов и (002) отражения монтмориллонита, характерное для его алюминиевых форм. Есть небольшие примеси хлорита. Отношение монтмориллонита к хлориту колеблется по двум изученным горизонтам (дч. – 1 : 3; 35–45 см – 1 : 1). В горизонте 35–45 см отмечается заметное количество амфибала. Есть примеси кварца и полевых шпатов.

Происхождение основных групп минералов то же, что и в предыдущей колонке. Эдафогенный источник поставляет дополнительно амфиболовые минералы. Большая роль смешанослойных образований и присутствие алюминиевого монтмориллонита связана, очевидно, с гальмированием базальтовой гиалокластики при длительном контакте с морской водой при минимальных скоростях осадконакопления.

**Станция 2215** (35–45 см). В образце на фоне большого количества рентгеноаморфных веществ заметное содержание глинистых минералов. Они представлены в основном железистым монтмориллонитом, мало устойчивым к воздействию 1 н. HCl и хлоритом (см. рис. 48, Б). Есть примеси и других минералов: гидрослюд, смешанослойного иллит-монтмориллонита, и неглинистых: кварца, полевых шпатов, амфибала.

Таким образом, для изученных проб из трех разломных зон характерны следующие черты образования высокодисперсных минералов: высокое содержание аморфных гидроокислов железа и сочетание монтмориллонита с хлоритом без значительной примеси гидрослюд. Это дает основание полагать, что хлорит имеет не терригенный, а эдафогенный источник. Очевидно, к этому же источнику можно отнести серпентиновые минералы и амфиболы. Последние особенно характерны для ультраосновных пород второго слоя. Железистый монтмориллонит в значительной степе-

ни образуется при осаждении гидроокислов железа при взаимодействии горячих базальтов с морской водой и соединении с аморфным кремнеземом. Кроме того, при гальмировании базальтовой гиалокластики в разломных зонах длительный контакт с морской водой способствует образованию смешанослойных иллит-монтмориллонита и железисто-алюминиевого монтмориллонита. Часть железисто-алюминиевого монтмориллонита может также выноситься в осадки с вулканических островов. Вероятно, имеет место незначительный терригенный привнос золовым путем глинистых минералов, а также кварца, полевых шпатов. Аутигенные минералы — железистые монтмориллониты и аморфные гидроокислы железа весьма характерны и для металлоносных осадков района тройственного соединения хребтов.

### Геохимия осадков

В осадках разлома Мария Целеста по данным литологического описания выделяются следующие типы — эдафогенний, эдафогенно-карбонатный, карбонатный, карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный. В таблицах 25, 26, 27, 28 даны результаты химического анализа осадков, средний

Таблица 25. Основной химический состав осадков разлома Мария Целеста

Станция	Орудие сбора	Глубина, м	Горизонт, см	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
2195	ПТ	3090	0—20	5,0	1,13	1,72
			30—50	6,0	1,15	1,57
			60—70	5,3	1,16	1,57
			115—130	5,85	1,39	2,36
			165—180	5,5	1,38	1,75
2197	ПТ	4120	0—20	9,13	1,88	2,81
			20—40	9,5	1,55	2,75
2209	Дч	4500	Верх	22,5	5,05	8,87
			Низ	21,2	4,53	7,69
2211	ТБД	3020	0—25	2,34	0,68	0,67
			50—65	1,86	0,75	0,70
2215	ПТ	4160	0—2	37,8	10,0	12,7
			11—20	27,3	7,2	11,4
			35—45	41,26	11,6	15,6
2226	ПТ	4080	0—10	6,32	1,27	1,93
			20—30	4,78	1,28	1,75
2227	ТБД	4500	0—20	8,44	2,38	4,04
			45—55	9,52	2,6	4,37
			80—93	14,66	3,73	6,76
2229	ПП	4680	0—20	11,7	3,0	5,3
			40—52	13,6	3,2	6,0
2231	ПТ	3770	0—20	18,2	3,18	5,06
			30—55	9,57	2,46	4,5
2232	ПТ	5120	0—15	23,48	6,2	10,7
			23—40	25,38	6,6	13,5
			40—42	26,9	6,7	14,2

состав разных типов и отношения основных окислов и микроэлементов к окиси алюминия. По отношению к пелагическим глинам Индийского океана осадки разлома Мария Целеста обогащены (см. табл. 28) железом, магнием, титаном, цинком, хромом, ванадием, иттрием; в отличие от осадков разломов Вима и Арго осадки рассматриваемого разлома почти не содержат кремнистого биогенного материала, они обогащены марганцем (за исключением эдафогенno-карбонатного типа), титаном и, напротив, обеднены никелем и кобальтом (кроме карбонатного осадка).

Интересно сопоставить оценки роли отдельных составляющих осадка, которые сделаны по аналогии с выполненными для двух других разломов (табл. 29). Из табл. 29 следует, что осадки характеризуются высокой степенью карбонатности и почти полным отсутствием биогенного кремнезема, более значительным вкладом гидрогенного вещества, малым количеством эдафогенного материала, но существенно большей ролью металлоносного компонента осадков. Сделанный на основании геохимических данных вывод о существенно меньшей роли кремнистого материала и эдафогенной кластики в осадках разлома Мария Целеста полностью подтверждается результатами литологических исследований.

MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	SiO <sub>2</sub> аморф
3,45	44,5	0,27	0,04	0,15	0,3
3,3	45,2	0,31	0,03	0,15	1,3
3,2	44,6	0,3	0,04	0,15	0,5
2,0	44,7	0,35	0,04	0,19	0
	45,9	0,38	0,05	0,92	0
0,77	42,4	0,39	0,08	1,45	1,3
0,14	43,7	0,42	0,08	1,39	3,1
2,71	28,0	0,68	0,34	—	1,7
2,77	29,1	0,61	0,30	—	2,5
—	50,5	0,16	0,02	0,38	0
1,5	50,0	0,13	0,03	0,39	0
6,2	4,3	1,06	0,91	—	0
4,3	20,8	0,94	0,54	—	0
8,1	9,0	1,07	0,99	0,7	0
	47,9	0,26	0,04	0,15	0
1,06	46,8	0,28	0,05	0,14	0
0,16	44,5	0,32	0,13	0,17	0
0,53	44,3	0,37	0,15	0,20	0
2,27	38,3	0,56	0,20	0,32	0
6,54	37,5	0,46	0,16	0,29	0
5,1	35,1	0,49	0,19	0,34	0
2,35	30,7	0,50	0,17	0,33	5,1
1,46	40,8	0,46	0,12	0,26	0
4,5	25,2	0,62	0,53	0,37	0
4,0	24,3	0,67	0,56	0,44	0
4,9	24,9	0,67	0,57	0,32	0

Таблица 26. Химический состав донных осадков трансформного разлома Мария Целеста  
в пересчете на бескарбонатный материал  
(Al, Fe, Mn, Ti, CaCO<sub>3</sub> – в %, микроэлементы – в  $n \times 10^{-4}$ )

Станция	Орудие сбора	Глубина, м	Горизонт, см	Al	Fe	Mn	Ti	CaCO <sub>3</sub>	Cu	Zn
2195	ПТ	3090	0–20	—	6,1	0,62	<0,3	84,3	330	280
			30–50	—	5,2	1,0	<0,3	82,5	285	250
			60–75	—	4,9	0,65	<0,3	83,0	282	250
			90–105	—	5,5	0,72	—	78,5	290	185
			115–130	—	6,8	0,90	—	82,5	400	240
			140–155	—	5,5	0,85	0,23	85,0	340	285
			165–180	—	5,6	0,74	0,25	84,0	285	270
2197	ПТ	4120	0–20	7,5	10,1	0,96	0,34	75,0	360	195
			20–40	7,8	9,3	0,89	0,28	73,0	260	205
2209	Дч	4500	верх	—	—	1,03	0,60	36,5	250	195
			низ	—	—	0,85	0,71	40,5	250	120
2211	ТБД	3020	0–25	—	2,0	0,31	0,35	85,5	165	270
			50–65	—	0,7	0,1	0,1	50,0	56	65
2215	ПТ	4160	2–11	—	5,5	1,58	0,26	37,0	357	175
			11–20	—	9,2	1,57	0,71	24,0	368	182
			25–35	—	10,6	1,0	0,96	3,1	310	140
			35–45	—	11,5	1,3	0,9	3,1	370	175
2227	ТБД	4500	0–20	—	5,75	0,47	0,7	67,5	210	165
			45–55	—	6,0	0,48	0,48	66,0	215	165
			80–93	—	7,1	0,55	0,60	54,3	290	125
2229	ПТ	4680	0–20	7,45	13,2	1,04	0,46	60,0	175	210
			40–52	8,67	14,4	1,01	0,60	57,5	285	193
2231	ПТ	3770	0–20	—	5,5	0,74	—	53,7	260	163
			30–55	—	6,2	0,84	0,40	67,5	260	180
2232	ПТ	5120	23–40	—	11,3	0,49	1,0	25,0	200	185
			40–42	—	11,8	0,4	0,96	25,0	195	195

Вклад металлоносного компонента в осадки разлома, судя по оценкам, весьма значителен – от 5 до 29%. Значимо выше критических значений железо-марганцево-алюминиевый и железо-марганцево-титановый модули, что с учетом малой роли эдафогенной кластики (среди которой преобладают обломки базальтов) подтверждает наличие гидротермального приноса вещества в осадки. Однако есть основания сомневаться не в достоверности данного заключения, а в количественных оценках роли этого материала. С одной стороны, выше уже говорилось о невысокой точности количественных оценок вклада разных осадочных компонентов в осадок в целом. С другой стороны, увеличению содержаний Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MnO и значений железо-марганец-титанового модуля могли способствовать часто встречающиеся в осадках остатки железо-марганцевых корок, покрывающих коренные обнажения дна. Из табл. 2, где приведены результаты хими-

Co	Pb	Li	Ni	Cr	Ga	V	Zr	Yb	Y	$\frac{Al \cdot 100}{Al+Fe+Mn}$	Fe + Mn Ti
100	—	—	500	<100	<15	<100	<70	13,0	185	—	>22
75	—	—	570	<100	<15	<100	<70	13,3	120	—	>20
135	—	—	670	<100	<15	<100	<70	12,3	165	—	18,5
115	—	—	540	95	<15	2400	160	10,4	2380	—	—
125	—	—	570	<100	<15	1570	<70	13,1	170	—	—
150	—	—	750	<100	<15	195	125	14,3	280	—	27,6
145	—	—	750	<100	<15	1360	1280	13,1	—	—	25,3
48	—	32	160	80	<10	110	125	8,0	135	40,5	32,5
52	—	32	160	80	<10	52	85	8,5	140	43,3	36,4
24	50	20	80	160	8,2	210	112	6,6	115	—	—
24	50	18	85	120	5,5	185	92	6,3	110	32,7	30,0
120	—	—	750	<75	—	<100	<65	<10	97	—	>6
34	—	—	170	165	—	30	<20	<5	36	—	>8
54	—	—	200	65	<5	1150	60	3,6	36	—	27,2
55	—	—	150	180	<8	225	130	6,5	123	—	15,1
45	—	—	130	290	6,0	245	145	5,5	85	—	12,0
52	—	—	115	210	7,8	200	130	5,7	65	—	14,2
72	—	—	196	195	<7	204,5	740	7,0	130	—	8,9
65	—	—	220	210	<7	169	85	7,3	105	—	—
66	—	—	100	220	<5	200	85	6,9	110	—	—
32	200	42	100	110	<5	175	110	6,9	105	34,5	30,9
32	160	53	105	95	<5	380	210	6,9	145	16,0	25,7
67	—	—	215	90	<5	82	105	7,8	80	—	—
84	—	—	290	128	<8	145	108	8,4	145	—	17,6
50	—	—	150	115	<7	260	100	6,1	100	—	11,8
44	—	—	140	240	<7	210	100	6,9	72	—	12,7

ческого анализа железо-марганцевых корок, можно видеть, что, наряду с высоким содержанием железа и марганца, корки не отличаются повышенным содержанием малых элементов (медь, цинк, никель, кобальт), чем, вероятно, и объясняется отсутствие заметного повышения их содержаний в осадках. Таким образом, осадочные образования разлома Мария Целеста, как и аналогичные образования двух других изучавшихся в экспедиции разломов, имеют специфические геохимические черты, отличающие их от нормальных пелагических глин океана. Однако между осадками изученных разломов существует и различие, заключающееся в большей роли металлоносного компонента в осадках разлома Мария Целеста (порядка 10–20% от всего осадка) и заметно меньшем вкладе эдафогенной кластики (первые проценты) по сравнению с осадками разломов Вима и Арго.

Таблица 27. Средний химический состав осадков и коренных пород разлома Мария Целеста, пелагических илов Индийского океана (окислы основных элементов, в %; микроэлементы  $0,1 n \times 10^{-4}\%$  на сухой вес)

Тип осадка, порода	Станция	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> , аморф	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cu
Эдафоген- ный	2209, $n = 2$	21,8	2,1	4,8	8,28	2,75	28,5	0,64	0,32	1,22	155
Эдафоген- но-карбо- натный	ст. 2232, $n = 3$	25,2	0,0	6,5	12,8	4,5	24,8	0,65	0,55	0,58	150
Карбонат- ный	2195, 2211, 2226, 2227, 2231, $n = 14$	6,2	0,5	1,75	2,76	1,93	44,2	0,33	0,08	0,28	78
Карбонат- но-глини- стый + гли- нисто-кар- бонатный	2215, 2229, $n = 5$	26,3	0,0	7,0	10,2	6,0	21,2	0,8	0,56	1,15	200
Пелагиче- ские глины	2103— 2104	53,7	—	13,4	7,0	2,0	—	2,4	0,51	1,7	380
Индийско- го океана											
Базальты*		47,9	—	15,3	3,94	7,5	11,7	0,25	1,25	0,17	120
Габбро*		50,5	—	15,0	2,1	9,8	13,0	0,16	0,53	0,10	53
Серпенти- ниты*		38,7	—	1,47	4,27	36,9	0,53	0,06	0,06	0,11	42

\* Средний состав пород взят из табл. 31.

Таблица 28. Отношение окислов основных элементов и микроэлементов к окиси алюминия в осадках и коренных породах разлома Мария Целеста и пелагических глинах Индийского океана (для микроэлементов, в  $n \times 10^{-4}\%$ )

Тип осадка	SiO <sub>2</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cu/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Zn/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Эдафогенный	4,5	1,7	0,57	0,13	0,067	0,92	32	20
Эдафогенно- карбонатный	3,9	2,0	0,7	0,10	0,084	0,058	23	22
Карбонатный	3,5	1,6	1,1	0,19	0,046	0,16	44	35
Карбонатно- глинистый + + глинисто- карбонатный	3,8	1,5	0,86	0,11	0,08	0,16	28	16
Пелагические глины Индий- ского океана	4,0	0,52	0,15	0,18	0,038	0,13	28	10
Базальты	3,1	0,25	0,5	0,02	0,082	0,01	8	8
Габбро	3,4	0,14	0,6	0,01	0,035	0,007	3,5	12
Серпентиниты	26	2,9	2,5	0,04	0,041	0,075	28	78

Zn	Ni	Co	Cr	Li	V	Zr	Ga	Yb	Y	$\frac{Al \cdot 100}{Al + Fe + Mn}$	$\frac{Fe + Mn}{Ti}$
97	53	15	88	12	120	63	4	4	70	21	49
142	110	35	133	—	175	75	5,2	4,9	64	26	30
62	140	30	40	—	135	61	3,2	2,5	86	30	44
114	85	29	101	19	253	83	3,9	3,7	60	30	25
130	400	110	95	55	140	150	14	9	70	52	21
130	160	66	280	5	260	80	—	3,4	27	72	4
176	370	39	675	12	140	20	—	0,7	5,2	83	5
115	1400	75	2100	4	45	20	—	—	—	20	80

Тип осадка	$\frac{Ni}{Al_2O_3}$	$\frac{Co}{Al_2O_3}$	$\frac{Cr}{Al_2O_3}$	$\frac{Li}{Al_2O_3}$	$\frac{V}{Al_2O_3}$	$\frac{Zr}{Al_2O_3}$	$\frac{Ga}{Al_2O_3}$	$\frac{Yb}{Al_2O_3}$	$\frac{Y}{Al_2O_3}$
Эдафогенический	11	3	18	2,5	25	13	0,8	0,8	14
Эдафогенито-карбонатный	17	5	20	—	27	11	0,8	0,7	10
Карбонатный	80	17	23	—	77	34	1,8	1,4	49
Карбонатно-глинистый + + глинисто-карбонатный	12	4	14	2,7	36	12	0,5	0,5	8
Пелагические глины Индийского океана	30	8	7	4	10	11	1,0	0,7	5
Базальты	10	3,6	18	0,3	17	5	—	0,2	1,8
Габбро	25	2,6	45	0,8	9	1,3	—	0,05	0,3
Серпентиниты	952	51	1430	2,6	30	13	—	—	—

Таблица 29. Оценка вклада различных компонентов в осадки разлома Мария Целеста, % от всего осадка

Тип осадка	Компонент						Сумма, %
	Пелаги-ческие глины	Биоген-ный CaCO <sub>3</sub>	Биоген-ный SiO <sub>2</sub>	Гидроген-ные ме-таллы	Металло-носный осадок	Эдафоген-ный оса-док + морские соли	
Эдафогенный	35,8	38,5	2,1	5,3	17,2	1,1	100,0
Эдафогенно-карбонатный	48,5	25,0	0,0	1,6	29,0	0	104,1
Карбонатный	13,0	71,7	0,5	1,2	5,5	8,1	100,0
Карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный	52,2	30,2	0,0	5,0	19,7	0	107,0

### Строение разломного ущелья Мария Целеста

Отличительная черта разломного ущелья Мария Целеста — широкое распространение здесь осадочных образований (рис. 60). Принцип построения этой карты такой же, как и карт по другим разломам, исследованным в 25-рейсе. По дну ущелья проведено главное тектоническое нарушение, отвечающее трансформному разлому. Хотя во время исследований рейса

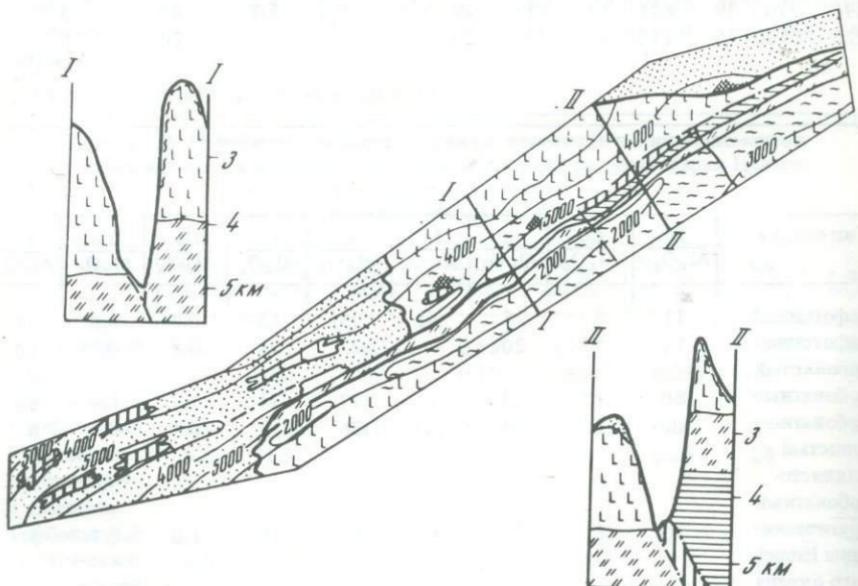


Рис. 60 Схематическая геологическая карта разлома Мария Целеста  
(Условные обозначения см. на рис. 40)

не были подняты породы ультраосновного состава, но, как было указано выше, о наличие их на дне ущелья в ряде мест можно судить по составу эдафогенной части осадков, а также по результатам драгировок, проведенных другими экспедициями. На основании этих данных на рис. 60 на дне разломного ущелья показаны ультраосновные породы, имеющие, возможно, протрузивную природу. На юго-восточном борту разломного ущелья можно наметить горизонт габбро, представляющий породы раслоеной серии, и дайковый комплекс. Самые верхи этого склона слагают базальты. Таким образом, строение противоположных бортов разломного ущелья Мария Целеста, как и разломов Вима и Арго, является различным. Кроме того, для этого разлома характерно широкое проявление базальтового магматизма, приуроченного ко дну разломного ущелья и связанного с активностью самой зоны разлома.

## Г л а в а 4

### ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОН ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ АРАВИЙСКО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Во всех исследуемых зонах разломов обнаружен близкий набор ультраосновных и основных пород, находящихся между собой в закономерных соотношениях. К низам разломных ущелий, как правило, тяготеют серпентиниты, которые часто в сильной степени тектонизированы. Иногда гипербазиты слагают верхние горизонты ущелий, что связано с прорывами ультраосновных пород в океанскую кору. Выше гипербазитов обычно обнаруживаются ультраосновные и основные интрузивные породы, представленные разнообразными габбро, пироксенитами, анортозитами, а иногда и породами повышенной кремнекислотности — плагиогранитами. Эти породы, как и в ряде других естественных обнажениях океана [Кашинцев и др., 1982], могут быть сопоставлены с третьим слоем океанской коры. Выше интрузивных образований в некоторых разломах, например в разломе Мария Целеста, отмечается горизонт субвулканических пород долеритов и диабазов. Можно полагать, что они отвечают дайковому горизонту, хорошо известному в офиолитовых комплексах [Колман, 1979], а также вскрытому в наиболее глубоко пройденных скважинах глубоководного бурения. Выше даек располагаются базальты, слагающие вместе с дайками второй слой океанской коры. Выявленный в зонах трансформных разломов разрез, как нетрудно заметить, хорошо сопоставим с разрезом офиолитовых комплексов континентов.

Как и в офиолитовых комплексах [Зоненшайн, Кузьмин, 1978], большая часть магматических пород, исключая гипербазиты, в связи с значительной их тектонизированностью была образована в результате эволюции единого магматического очага. Этот вывод подтверждается анализом вещественного состава пород, что рассмотрено в следующих разделах. Большая часть магматических пород, являющихся типичными представителями океанского дна, сформировались, очевидно, в рифтовой зоне срединно-оке-

анского хребта, а в районы наших исследований они были доставлены механизмом спрединга. Некоторые же образования могут быть продуктами магматической активности, связанной непосредственно с магматизмом в связи с активностью зон трансформных разломов. К таким породам могут относиться базальты, обнаруженные на дне трансформного ущелья Мария Целеста, которые образуют собственные дополнительные формы рельефа и располагаются среди интрузивных пород третьего океанского слоя. Продуктами магматической активности зон трансформных разломов могут являться и железо-титановые габбро, которые, как было показано, залегают, очевидно, в виде самостоятельных небольших тел среди обычных кумулятивных габбро третьего слоя. Для решения вопросов механизма образования таких пород необходимо рассмотрение особенностей их состава, распределения в них редких элементов, особенно в сравнении с составом остальных пород океанского дна, вскрытых в зонах трансформных разломов.

### Особенности вещественного состава магматических пород зон трансформных разломов

В таблицах 30–32 приведены результаты силикатных анализов, выполненных в лабораториях Института геохимии СО АН СССР. Большая часть проб анализировалась на рентгеновском квантотметре под руководством В.П. Афонина. В то же время ряд анализов выполнен обычным химическим методом. Расхождения между результатами, полученными различными методами, не наблюдаются. В этих же таблицах приводятся данные силикатных анализов магматических пород, которые были подняты из исследуемых зон разломов другими океанологическими экспедициями [Engel, Fisher, 1975; Белевцев и др., 1979].

Как видно из таблиц 30–32, петрографически однотипные породы из различных разломов имеют близкий состав. Подавляющая часть базальтов

представлена низкокалиевыми толеитами. В них отмечается нормативный гиперстен, т.е. они представлены насыщенными кварцем породами. Исключение составляют образцы 2230 и 2231-1, в которых содержание  $K_2O$  составляет 1,21 и 0,65%. В этих образцах зафиксированы повышенные значения потерь при прокаливании, они обогащены водой, а в обр. 2230 отмечается резкое преобладание кислого железа над окисным. Все это

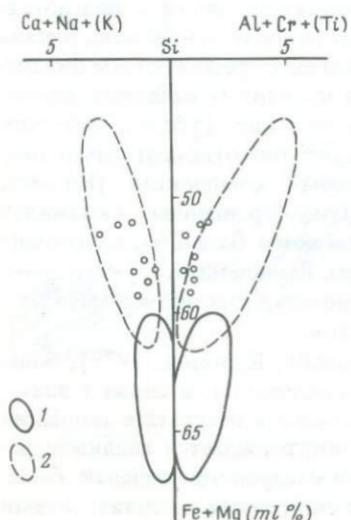


Рис. 61. Диаграмма составов гипербазитов  
Л.В. Дмитриева [1973]

Поле альпинотипных гипербазитов (1) и поле океанских гипербазитов (2) показаны по [Шейнман, Лутц, 1974]. Кружочки — составы гипербазитов зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

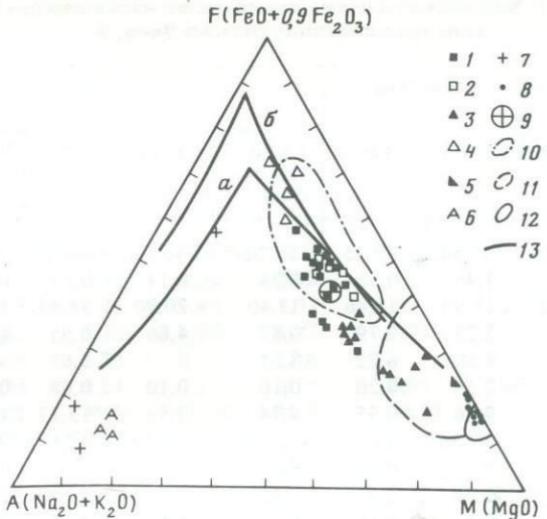


Рис. 62. Диаграмма *AFM* магматических пород зон разломов

1 — базальты; 2 — диабазы (дайки); 3 — габбро; 4 — железо-титановые габбро; 5 — пироксениты; 6 — анортозиты; 7 — породы гранитоидного состава; 8 — гипербазиты; 9 — средний состав океанских базальтов по [Колман, 1979]; 10 — поле составов океанских базальтов; 11—12 — поля составов пород оphiолитовых комплексов по [Колман, 1979]; 13 — линии дифференциации пород Скеграардской интрузии (*a*) по Уэйджеру и Браун [1970] и траппов Сибирской платформы (*b*) по А.И. Альмухамедову [1972]

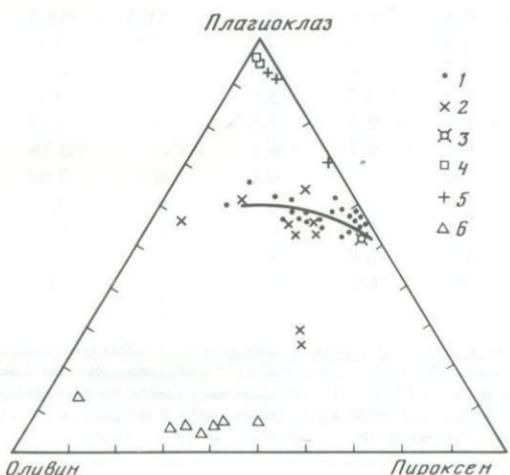


Рис. 63. Диаграмма плагиоклаз-оливин-пироксен для магматических пород зон разломов

1 — базальты и диабазы; 2 — габбро; 3 — железо-титановые габбро; 4 — анортозиты; 5 — породы гранитоидного состава; 6 — гипербазиты

Таблица 30. Химический и нормативный состав магматических пород зоны трансформного разлома Вима, %

Окислы, нормативные минералы	Базальты ANTR 131-1	Диабазы		Габбро				
		2131-1	2120-5	ANTR 130(B)- 1(2a)	2111	2145-3B	2145-3a	2145-4a
SiO <sub>2</sub>	49,80	47,54	47,15	50,70	46,51	46,92	43,53	43,06
TiO <sub>2</sub>	1,22	1,46	0,96	0,24	0,14	0,14	0,35	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,02	15,90	15,46	17,40	20,90	18,87	14,19	14,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	5,25	2,79	0,87	4,86	0,95	4,85	2,22
FeO	6,61	4,50	6,22	3,51	—	3,63	—	4,49
MnO	0,16	0,14	0,20	0,10	0,10	0,08	0,09	0,11
MgO	8,16	7,36	9,55	9,74	9,59	12,13	18,94	16,32
CaO	11,82	10,56	11,85	15,06	14,19	12,67	9,30	11,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,16	0,18	0,04	0,10	0,01	0,03	0,02
Na <sub>2</sub> O	2,84	2,78	2,21	2,05	1,87	1,98	2,22	1,40
K <sub>2</sub> O	0,11	0,33	0,16	0,03	0,07	0,01	0,07	0,19
п.п.п.	1,01	3,84	3,66	0,44	1,73	2,57	6,53	6,02
Сумма	101,13	99,82	100,39	100,18	100,06	99,96	100,10	100,13
ab	24,0	23,5	18,3	17,3	15,7	16,8	18,4	12,0
an	33,4	29,2	33,4	38,2	39,2	42,6	5,4	10,0
pl	57,4	53,5	51,7	55,5	54,9	59,4	23,4	22,0
Wo	10,2	9,0	10,2	15,1	12,7	8,4	17,2	20,0
en	6,3	5,5	7,0	11,1	8,9	6,4	14,6	15,3
fs	3,3	3,0	2,4	2,5	2,7	1,2	0,3	2,8
di	19,8	17,5	19,6	28,7	24,3	16,0	32,1	38,1
fo	6,4	4,8	6,6	5,3	10,5	16,5	22,8	17,7
fa	3,7	2,9	2,4	1,3	2,8	3,5	3,1	5,1
ol	10,1	7,7	9,0	6,6	13,3	20,0	25,9	22,8
en	4,9	5,9	7,3	5,5	—	0,3	—	—
fs	2,6	3,2	2,4	1,2	—	0,05	—	—
hy	7,5	9,1	9,7	6,7	—	0,35	—	—
apt	0,3	0,4	0,3	0,1	0,3	0,02	—	—
il	2,3	2,8	1,8	0,5	0,3	0,3	2,6	0,5
mgt	2,0	2,1	3,9	1,3	0,9	1,4	0,9	1,4
ort	0,6	1,9	0,8	0,2	0,5	0,06	0,6	1,1
Npl	58	56	65	69	72	72	—	45
c	—	—	—	—	2,6 <sup>1</sup>	—	8,7 <sup>1</sup>	—

П р и м е ч а н и е к т а б л и ц а м 30–32. Пробы с индексами ANTR и СИРСЕ заимствованы из работы [Engel, Fisher, 1975]; \* — обозначены пробы, заимствованные из работы [Белевцев и др., 1979]; 1 — отмечены пробы, при расчете нормативных минералов которых определялся избыток глиноzemата, а не рассчитывался нормативный нефелин. Обозначения нормативных минералов: ab — альбит, ort — ортоклаз, an —

указывает на то, что базальты в значительной степени изменены в результате процесса гальмиролиза. Как известно, такое изменение сопровождается увеличением в породах K<sub>2</sub>O в связи с образованием вторичных калиевых минералов [Коссовская, Шутов, 1980]. Нам представляется, что именно процессы изменения базальтов приводят в данном районе к появлению

Вебстериты	Анортозиты	Серпентиниты							
		2145-5а	ANTR 130(B)-2	2141-1	2141-3а	2145-1в	2145-1г	2145-1д	2145-2а
37,29	55,94	40,64	42,83	40,67	41,13	40,25	39,98	40,23	
0,03	0,58	0,03	0,02	0,02	0,01	0,09	0,01	0,01	0,03
9,14	25,81	1,25	1,41	1,31	1,17	0,52	0,84		1,13
7,33	0,52	8,32	6,12	6,87	7,94	7,79	7,92		6,75
1,73	0,78	1,73	2,77	1,46	—	0,43	0,43		2,25
0,16	0,03	0,14	0,12	0,10	0,10	0,08	0,10		0,13
27,75	1,01	35,66	36,30	36,98	36,57	35,87	35,68		37,55
4,93	8,28	0,82	1,91	1,09	0,39	0,28	2,65		0,94
0,07	0,01	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04		0,03
0,40	6,18	0,27	0,21	0,24	0,19	0,30	0,21		0,20
0,10	0,30	0,01	0,05	—	0,03	0,04	—		0,03
11,27	0,41	11,27	8,31	11,28	12,62	13,69	13,28		10,90
100,20	99,85	100,19	100,09	100,06	100,18	99,38	101,14		100,17
3,1	52,4	2,1	1,6	2,1	1,6	2,6	1,6		1,6
22,8	41,2	2,2	3,1	2,5	1,9	—	1,4		2,2
25,9	93,6	4,3	4,7	4,6	3,5	2,6	3,0		3,8
0,6	—	0,7	2,7	1,3	—	0,6	4,9		1,0
0,4	—	0,4	2,0	0,8	—	0,4	3,7		0,2
0,1	—	0,3	0,4	0,4	—	0,1	0,7		0,3
1,1	—	1,4	5,1	2,5	—	1,1	9,5		1,5
46,0	1,1	45,0	42,2	49,2	42,2	42,2	50,6		50,9
9,4	—	7,7	8,1	5,9	7,1	8,1	2,8		6,9
55,4	1,1	52,7	50,3	55,1	49,3	50,3	53,4		57,8
3,0	0,9	24,1	28,1	21,1	30,9	28,7	12,8		20,1
0,4	—	3,6	1,4	3,5	1,4	0,4	7,3		3,1
3,4	0,9	27,7	29,4	24,6	32,3	31,1	20,1		23,2
—	—	—	—	—	—	—	—		—
—	1,2	—	—	—	—	0,2	—		—
1,8	0,7	2,1	1,8	1,6	1,6	1,4	1,6		1,8
0,6	3,3	—	—	—	—	—	—		—
88	44	—	—	—	—	—	—		—
—	—	—	—	—	0,2	—	—		—

анортит, pl – плагиоклаз, Npl – номера плагиоклаза, Wo – волластонит, en – энстатит, fs – ферросилит, di – диопсид, fo – форстерит, fa – фаялит, hy – гиперстен, ol – оливин, apt – апатит, il – ильменит, mgt – магнетит, ne – нефелин, с – глиноzem; Px – пироксен (аналогичные обозначения минералов используются в тексте).

нию разностей с повышенным содержанием калия, а не асимиляция базальтовой магмой материала континентальной коры, как считают некоторые исследователи [Цветков и др. 1981]. В пробах 2191\* (1–5) и 2191\* (1–7) (см. табл. 32) отмечаются повышенные содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ , а среди нормативных минералов появляется нефелин. Представляется, что здесь мы име-

Таблица 31. Химический и нормативный состав математических пород зоны трансформного разлома Арго, %

Окислы, нормативные минералы	Базальты						Габбро	
	2193 1-4*	2193* 1-5	2123* 1-5б	CIPCE 93-1	2164	2165	2157-3	CIPCE 82-1
SiO <sub>2</sub>	48,69	50,55	49,65	51,39	49,06	49,44	39,52	50,45
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,21	1,19	1,10	1,46	1,37	0,17	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	15,85	15,25	16,33	14,98	15,21	18,34	18,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	1,16	3,37	0,94	1,94	1,71	1,60	1,27
FeO	7,58	7,25	7,38	7,09	9,16	9,50	2,44	4,68
MnO	0,20	0,14	0,17	0,19	0,17	0,17	0,08	0,11
MgO	6,58	7,73	7,72	7,93	8,16	8,36	8,74	8,11
CaO	12,25	10,59	11,12	11,44	11,40	11,56	22,01	11,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90	0,28	0,17	0,10	0,13	0,02	0,01	0,18
Na <sub>2</sub> O	2,73	2,65	2,78	2,76	2,62	2,58	0,36	2,95
K <sub>2</sub> O	0,44	0,37	0,59	0,18	0,15	0,16	0,04	0,07
n.n.p.	1,15	1,91	1,40	0,29	1,36	1,10	6,84	2,14
Сумма	99,79	99,70	100,79	99,74	100,59	101,29	100,16	99,72
ab	23,1	22,4	15,0	23,3	22,8	21,8	2,9	25,0
an	27,5	30,3	31,9	31,6	28,7	29,4	48,2	35,8
pl	50,6	52,7	46,9	54,9	51,5	51,2	51,1	60,8
Wo	11,4	8,5	9,2	10,2	11,3	11,3	12,1	9,1
en	6,2	5,2	5,2	6,2	6,5	6,4	10,1	6,2
fs	4,8	2,9	3,6	3,4	4,2	4,4	0,4	2,2
di	22,4	16,6	18,0	19,8	22,0	22,1	22,6	17,5
fo	3,3	0,2	—	1,6	4,8	5,5	8,2	4,6
fa	2,8	0,1	—	1,0	3,4	4,1	2,0	1,8
ol	6,1	0,3	—	2,6	8,2	9,6	10,2	6,4
en	5,5	13,8	14,0	11,1	6,9	6,5	—	7,5
fs	4,2	7,6	9,8	6,1	4,4	4,4	—	2,7
hy	9,7	21,4	23,8	17,2	11,3	10,9	—	10,2
apt	2,1	0,7	0,4	0,2	0,3	0,3	—	—
il	2,7	2,3	2,3	2,1	2,8	2,6	0,3	0,6
mgt	2,3	1,7	2,4	1,4	2,8	2,5	2,3	1,8
ort	2,6	2,2	3,5	1,1	0,9	0,9	0,3	0,4
Npl	54	58	68	58	56	57	94	59
c	—	—	—	—	—	—	—	—
CuCO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	12,6	—
Q	—	—	—	—	—	—	—	—

ем дело с процессом альбитизации базальтов. В остальных образцах содержание K<sub>2</sub>O не поднимается выше 0,4%, составляя в среднем 0,18%. Содержания практически всех петрогенных элементов в исследуемых породах близки к средним для океанических базальтов [Wedepohle, 1981]. Коэффициент железистости (K<sub>Fe</sub>) колеблется в интервале 0,34–0,54. Химический состав диабазов и долеритов, которые трактуются нами как представители дайкового комплекса, аналогичен базальтам.

Габбро железо-тигановые					Грано-фирковое габбр/o	Кварцевый монхонит	Плагио-аплит	Серпентинит
2191* 1-1	2191* 1-2	2157-1	2157-2	ANTP 125-8	ANTP 125-4(в)	ANTP 125-4(с)	ANTP 125-16	2160
50,25	50,57	41,34	43,37	43,25	57,27	75,07	76,37	40,59
0,58	0,52	6,12	5,55	6,41	1,76	0,15	0,42	0,36
14,60	15,66	10,59	11,47	11,92	14,57	13,18	12,78	2,20
1,43	0,33	7,81	11,12	7,15	1,50	0,76	0,39	4,72
6,10	5,46	13,30	9,68	11,25	9,57	1,15	0,46	4,22
0,11	0,10	0,26	0,28	0,26	0,16	0,03	0,02	0,14
10,07	9,04	6,10	3,89	6,22	2,31	0,23	0,87	34,0
12,33	13,79	9,72	9,43	9,70	5,94	1,10	0,84	1,40
0,20	0,03	0,14	0,05	0,32	0,12	0,02	0,04	0,04
2,97	2,59	2,50	2,92	2,70	5,17	4,55	7,70	0,21
0,22	0,15	0,11	0,29	0,17	0,72	3,27	0,07	0,05
0,95	0,85	1,29	1,37	0,94	0,48	0,28	0,28	11,66
99,79	99,26	99,17	99,51	100,02	99,77	99,89	100,22	99,59
25,1	21,9	21,1	24,6	22,8	43,7	37,8	65,0	1,6
25,9	30,7	17,4	17,5	18,3	14,4	4,7	—	4,9
51,0	52,6	38,5	42,1	41,1	58,1	42,5	65,0	6,5
14,2	15,2	12,8	11,8	12,3	5,4	—	1,7	0,9
9,6	10,1	7,8	6,7	8,6	1,7	—	2,1	0,7
3,6	4,1	4,3	4,9	2,6	4,0	—	—	0,1
24,4	29,4	24,9	23,4	23,5	11,1	—	3,8	1,7
10,2	6,7	1,0	—	1,5	—	—	—	34,8
4,2	3,0	0,6	—	0,5	—	—	—	2,0
14,4	9,7	1,6	—	2,0	—	—	—	36,8
0,8	2,8	6,0	3,0	4,7	4,1	0,6	—	34,2
0,3	1,1	3,3	3,2	1,4	9,8	1,5	—	0,9
1,1	3,9	9,3	6,2	6,1	13,9	2,1	—	35,1
0,4	0,5	0,1	0,7	0,1	0,7	0,3	—	—
1,1	1,0	11,6	10,6	12,2	3,3	0,3	0,8	1,3
2,1	0,5	11,3	11,1	10,4	2,2	1,2	0,7	6,7
1,3	0,9	0,6	1,7	4,1	4,2	19,5	0,6	0,7
51	58	45	42	44	25	12	0	75
—	—	—	—	—	—	0,5	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	2,4	—	—	33,6	29,1	—

Содержания большинства петрогенных элементов в габброидах существенно отличается от базальтов. В габбро более высокие концентрации фемических компонентов и более низкие — щелочей. В связи с значительным увеличением в габбро магния и преобладанием его над железом коэффициент железистости в породах составляет 0,11—0,25. В нормативных темно-цветных минералах (пироксенах и оливинах) возрастает по сравнению с минералами базальтов доля энстатита и форстерита (см. табл. 30—32). Все

Таблица 32. Химический и нормативный состав магматических пород зоны трансформного разлома Мария Целеста, в %

Оксиды, нормативные минералы	Базальты бортов разломного ущелья					
	2230	2230-1	2191* 1-5	2191* 1-6	2191* 2-7	АНТР 97-1
SiO <sub>2</sub>	46,41	47,50	51,29	49,76	47,78	50,23
TiO <sub>2</sub>	1,04	1,39	1,56	0,29	1,25	1,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,48	17,45	15,25	16,12	15,70	15,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,17	9,73	2,05	0,93	0,43	1,55
FeO	3,80		4,95	4,66	8,50	8,20
MnO	0,27	0,17	0,12	0,15	0,15	0,18
MgO	6,66	6,51	9,02	10,06	9,18	7,60
CaO	9,28	11,65	10,19	12,58	7,63	10,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,17	0,19	0,57	0,20	0,14
Na <sub>2</sub> O	2,00	2,76	4,13	2,68	4,63	2,86
K <sub>2</sub> O	1,21	0,65	0,15	0,35	0,21	0,23
n.n.p.	5,58	2,02	0,77	2,04	3,80	0,92
Сумма	100,00	100,00	99,66	100,19	99,46	100,10
ab	16,9	23,8	34,7	22,7	30,5	24,2
an	35,1	28,1	22,6	30,9	21,4	29,5
pl	52,0	51,9	57,3	53,6	51,9	53,7
Wo	4,2	12,1	11,1	11,6	6,3	9,9
en	2,4	7,1	7,7	8,1	3,7	5,8
fs	2,4	4,3	2,5	2,5	2,2	3,6
di	8,3	23,5	21,3	22,2	12,2	19,3
fo	4,1	6,3	10,4	9,4	13,4	2,8
fa	3,4	6,1	3,8	3,1	8,7	1,9
ol	7,5	12,4	14,2	12,5	22,1	3,7
en	8,3	—	—	3,5	—	9,1
fs	6,2	—	—	1,0	—	5,6
hy	14,5	—	—	4,5	—	14,7
apt	0,2	0,3	0,4	1,3	0,5	0,3
il	2,0	2,7	4,0	0,6	2,4	2,8
mgt	2,2	2,1	1,6	1,3	0,6	22
ort	7,2	3,3	0,9	2,1	1,2	1,4
Npl	68	54	39	58	41	55
c	—	2,0 <sup>1</sup>	—	—	—	—
Q	—	—	—	—	—	—
nl	—	—	0,1	—	4,7	—

эти особенности состава габброидов связаны, очевидно, с их кумулятивной природой.

Анортозиты отличаются повышенными концентрациями в них глинозема и кальция, что связано с высоким содержанием в породах основного плагиоклаза. В то же время концентрации в этих породах K<sub>2</sub>O находятся на уровне габбро, соответственно значительно ниже, чем в базальтах. Такие факты указывают на то, что анортозиты, как и габбро, являются ранними кумулятивными образованиями первичной магмы.

Железо-титановые габбро отличаются от других интрузивных пород.

Базальты дна разломного ущелья					Диабазы			
2201/1	2201/2	2201/3а	2201/3б	2201/3г	2191	2224	2225	2227
50,52	51,20	48,97	49,12	47,92	47,63	47,14	48,95	49,53
1,25	1,13	1,50	1,50	1,57	0,81	1,32	1,03	1,45
14,55	15,00	14,80	14,75	15,35	16,81	15,86	14,68	14,25
3,08	3,19	4,67	4,79	6,66	9,24	5,16	1,93	11,54
7,27	6,82	6,02	6,91	5,48	—	5,36	8,04	—
0,17	0,17	0,17	0,19	0,20	0,15	0,23	0,23	0,18
7,51	7,51	7,34	7,08	5,70	8,07	7,60	8,31	7,64
11,20	12,35	11,73	11,10	11,69	13,51	11,81	12,35	10,68
0,06	0,06	0,15	0,13	0,21	0,05	0,13	0,09	0,14
2,55	2,30	2,63	2,55	2,67	2,10	2,33	2,08	2,78
0,16	0,18	0,47	0,40	0,25	0,13	0,22	0,11	0,20
1,45	0,73	1,56	0,98	2,04	1,53	2,86	2,25	1,69
99,77	100,66	100,01	99,50	99,74	100,03	100,02	100,05	100,08
21,5	19,4	22,5	21,5	22,5	17,8	19,7	17,6	23,5
27,8	30,0	27,0	27,8	30,6	36,1	32,2	30,4	25,8
49,3	49,4	49,5	49,3	53,1	53,9	51,9	48,0	49,3
11,4	12,8	12,8	11,0	11,5	12,8	10,7	12,6	11,0
7,4	8,3	9,3	10,1	8,8	7,8	6,1	7,6	6,2
3,2	3,6	2,2	2,6	1,4	4,3	4,1	4,4	4,2
22,0	24,7	24,3	23,7	21,7	24,9	20,9	24,6	21,4
—	—	0,6	—	—	7,1	5,8	1,7	2,3
—	—	0,2	—	—	4,2	4,3	1,0	1,7
—	—	0,8	—	—	11,3	11,1	2,7	4,0
11,2	10,3	8,1	10,1	5,3	2,2	4,5	10,7	9,5
6,1	6,6	3,7	4,0	0,9	1,2	3,0	6,2	6,5
17,3	16,9	11,8	14,1	6,2	3,4	7,5	16,9	16,0
0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1	0,3	0,2	0,3
2,3	2,1	2,9	2,9	3,0	1,5	2,5	2,0	2,8
4,4	4,6	6,7	6,9	9,7	1,9	2,3	2,8	2,4
0,8	1,1	2,8	2,2	1,4	0,8	1,3	0,6	1,2
56	61	55	56	58	67	62	63	52
—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,9	1,8	—	1,6	8,8	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—

В них происходит увеличение как содержаний железа, так и коэффициента железистости и отмечается рост содержаний щелочей, в первую очередь калия. Все это может указывать на то, что эти габброиды являются поздними дифференциатами базальтовой магмы. К поздним породам относятся и описанные в работе [Engel, Fisher, 1975] гранитоиды. Они характеризуются преобладанием натрия над калием. Такие образования в оphiолитовых комплексах известны в верхах расслоенной серии как конечные продукты дифференциации толеитовой магмы [Кузьмин и др., 1983].

Особо следует остановиться на химическом составе гипербазитов. Клас-

Таблица 32 (продолжение)

Оксиды, нормативные минералы	Габбро		Железо-титановые долериты	Анортозиты		Серпентиниты	
	CIPCE 97-Д	2191*/ 1-1	2191* 1-2	2197 1-7	CIPCE 97-Х	ANTP 84-58(2)	
SiO <sub>2</sub>	50,50	50,25	50,57	47,84	56,43	56,23	38,70
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,58	0,52	4,51	0,18	0,39	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,18	14,60	15,66	13,39	26,10	23,88	1,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,89	1,43	0,33	3,02	0,51	0,83	4,27
FeO	4,73	6,10	5,46	11,61	0,63	0,90	3,36
MnO	0,09	0,11	0,10	0,20	0,01	0,03	0,11
MgO	9,44	10,07	9,04	5,75	0,92	1,13	36,94
CaO	13,60	12,33	13,79	6,89	8,34	8,83	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,18	0,20	0,40	—	0,04	0,24
Na <sub>2</sub> O	2,24	2,97	2,59	3,67	6,36	6,89	0,16
K <sub>2</sub> O	0,10	0,22	0,15	0,26	0,07	0,31	0,06
п.п.п.	0,91	0,95	0,85	2,00	0,24	0,61	14,07
Сумма	100,20	99,79	99,26	99,54	99,79	100,06	99,77
ab	18,9	25,1	21,9	31,0	54,0	51,1	1,3
an	31,1	25,9	30,7	19,3	42,3	32,8	2,8
pl	50,0	51,0	52,6	50,3	96,3	84,3	4,1
Wo	15,1	14,2	15,2	5,1	0,3	4,4	—
en	9,9	9,6	10,1	2,7	0,2	2,8	—
fs	4,1	3,5	4,1	2,2	0,1	0,2	—
di	29,1	27,3	29,4	10,0	0,6	7,4	—
fo	4,8	10,2	6,7	—	1,2	—	62,6
fa	2,2	4,2	3,0	—	1,0	—	6,1
ol	7,0	14,4	9,7	—	2,2	—	68,7
en	6,8	0,8	2,8	11,6	0,3	—	10,1
fs	2,9	0,3	1,1	9,5	0,1	—	2,8
hy	9,7	1,1	3,9	21,1	0,4	—	12,9
apt	0,1	0,4	0,5	0,9	—	0,2	—
il	0,9	1,1	1,0	8,5	0,6	0,8	0,2
mgt	1,7	2,1	0,5	4,4	0,7	1,2	1,6
ort	0,6	1,3	0,9	1,5	33	1,7	0,3
Npl	62	51	58	38	44	39	—
c	—	—	—	—	—	—	0,2
Q	—	—	—	0,6	—	—	—
ne	—	—	—	—	—	3,6	—

сификацию этих пород по химическому составу удобно проводить с использованием коэффициента Л.В. Дмитриева [1973]. Величина этого коэффициента в гипербазитах зон разломов колеблется в интервале 50–55%, т.е. они представляют собой гарцбургитовые разности. Это находится в соответствии с расчетами нормативных минералов, среди которых всегда в примерно равных соотношениях присутствуют оливин и гиперстен. Полевошпатовая часть гипербазитов, судя по нормативным составам, не превышает 1–3%. По соотношениям петрогенных компонентов поднятые в зо-

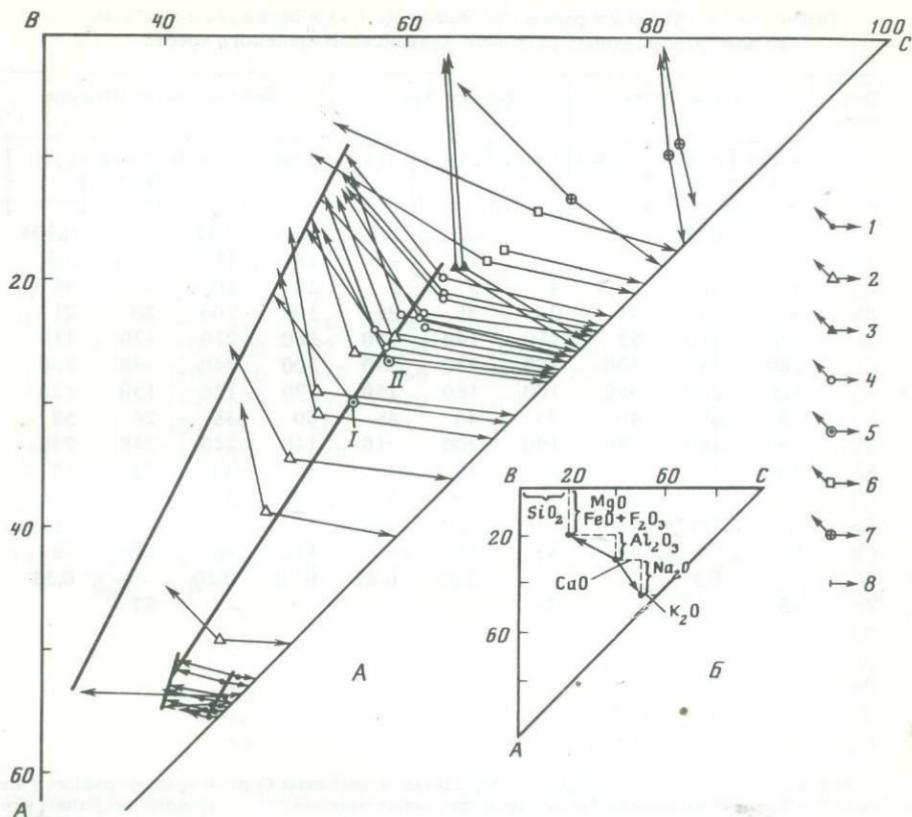


Рис. 64. Диаграмма Лодочникова (A) для магматических пород зон разломов. Б – порядок нанесения элементов на диаграмму

1 – гипербазиты; 2 – габбро; 3 – анортозиты; 4 – базальты и диабазы; 5 – составы океанской толеитовой магмы [Сущевская, 1982]; 6 – железо-титановые габбро; 7 – породы гранитоидного состава; 8 – оливины из базальтов зон разломов [Белевцев и др., 1980]

нах разломов серпентиниты попадают в поле слабо дифференцированных гипербазитов [Дмитриев, 1973; Шейнман, Лутц, 1974] (рис. 61), т.е. в то поле, куда попадает подавляющая часть океанских гипербазитов.

Анализировать характер изменения состава магматических серий пород удобно с помощью диаграммы AFM, предложенной С.Р. Нокколдсом и Р. Алленом [1958]. Наряду с фигуративными точками составов магматических пород зон разломов на эту диаграмму были нанесены: поле океанских базальтов [Зоненшайн, Кузьмин, 1978], поля основных и ультраосновных кумулятив и метаморфических гипербазитов офиолитовых комплексов [Колман, 1979] (рис. 62). На диаграмме AFM гипербазиты зон разломов попадают в поле метаморфизованных ультраосновных пород офиолитовых комплексов. По аналогии с последними, учитывая также интенсивную деформированность гипербазитов, о чём говорилось ранее, можно полагать, что они генетически не связаны с другими породами зон разло-

Таблица 33. Содержание редких элементов (в г/т) в базальтах и диабазах из зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

Эле- мент	Разлом Вима			Разлом Арго			Разлом Мария Целеста			
	ANTP 131-1	2131-1	2120-5	CIPCE 93-1	2164	2165	2230*	2230*-1	ANTP 97-1	2191
K, %	—	0,26	—	—	0,12	0,12	0,96	0,52	—	0,104
Rb	—	5	—	—	1,8	1,8	18	11	—	2,3
Li	4	38	—	4	5	5	10	10	4	44
Ba	7	43	31	20	35	32	100	100	20	21
Sr	120	160	52	110	140	130	160	210	120	110
Cr	280	340	300	370	230	290	300	240	340	400
Ni	110	280	260	100	160	150	190	120	130	120
Co	33	60	40	33	40	45	60	38	24	58
V	230	240	240	180	200	210	140	240	240	230
Sc	40	55	16	50	36	46	45	30	32	54
Sn	—	2,1	3,6	—	2,5	2,5	1,8	2,3	—	1,6
Zn	—	250	160	—	200	120	110	120	—	76
Cu	87	70	79	82	55	49	110	66	120	76
W	—	0,5	—	—	0,39	0,27	0,36	0,20	—	0,33
Zr	55	—	—	72	—	—	—	—	87	—
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—
B	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	150	—	—	—	—	—	—	—

При меч ани е. 1 — среднее по базальтам и диабазам бортов трансформных ущелий; 2 — среднее по базальтам дна трансформных ущелий; 3 — среднее по рядам второго слоя Аравийско-Индийского хребта; 4 — среднее по океаническим базальтам по

мов. Габброиды, диабазы, базальты, а также анортозиты и породы повышенной кремнекислотности образуют единый толеитовый тренд дифференциации, близкий к тренду эволюции пород Скергаарской интрузии [Уэйджер, Браун, 1970] и дифференцированных интрузий траппов Сибирской платформы [Альмухамедов, 1972]. Большая часть разностей габбрового комплекса попадает в поле кумулятивных пород офиолитовых комплексов, т.е. они являются ранними образованиями базальтовой магмы. В то же время отмечаются габброиды, очень близкие по составу с базальтами. Не отмечается никакой разницы между базальтами и долеритами или габбро-диабазами, относимыми нами к дайковой серии. Фигуративные точки составов железозитановых габбро попадают в верхнюю часть поля базальтов (см. рис. 62), т.е. они могут рассматриваться как поздние образования единой толеитовой магмы.

Учитывая возможность образования пород базальт-габбрового комплекса при дифференциации единой базальтоидной магмы, интересно проанализировать положение фигуративных точек составов пород зон разломов на диаграмме плагиоклаз-оливин-пироксен (рис. 62), на которую нанесено положение плагиоклаз-пироксеновой котектики по Шидо [Shido et al., 1971]. Большая часть точек составов габбро, базальтов и диабазов вытяги-

Разлом Мария Целеста			Базальты дна разломного ущелья Мария Целеста					1	2	3	4
2224	2225	2227	2200/1	2201/2	2201/3а	2201/3б	201/3г				
0,175	0,08	0,158	0,12	0,14	0,34	0,34	0,22	0,145	0,232	0,181	0,170
2,9	0,4	3	1,5	1,5	1,5	6,0	2,7	2,5	2,6	2,5	4,9
44	3	8	5	4	2	7	1	15	4	12	8,8
36	34	56	43	31	48	62	51	30	47	35	48
86	65	130	100	87	120	160	140	111	121	114	134
200	200	280	160	280	260	230	280	290	242	277	317
120	120	130	120	170	180	160	120	153	150	152	144
56	50	40	50	60	55	46	30	44	48	45	45
320	290	340	300	250	260	260	320	238	278	249	252
27	34	34	26	40	32	32	36	38	33	37	40
2,0	2,2	2,4	3,0	1,9	2,5	2,9	2,6	2,3	2,6	2,4	—
200	140	240	130	130	120	150	120	160	130	150	78
140	34	59	100	110	120	140	160	79	126	92	81
—	0,27	0,24	—	—	—	—	—	0,26	0,26	0,16	—
—	—	—	75	—	—	—	—	71	75	72	85
—	—	—	1,5	—	—	—	—	1,5	—	1,5	2,0
—	—	—	4,3	—	—	—	—	—	4,3	4,3	11,2
—	—	—	0,6	0,35	0,5	0,55	0,25	0,5	0,45	46	—
—	—	—	10	22	25	31	21	10	22	20	—
—	—	—	200	200	200	160	170	150	186	180	—

[Wedepohle, 1981]. \* — данные по щелочным элементам и барнию при расчете среднего по этим пробам не использовались.

вается на диаграмме вдоль котектической линии, что может свидетельствовать о ведущей роли фракционирования оливина при формировании этих пород. Фигуративные точки составов анортозитов, вебстеритов и наиболее меланократовых габбро расположены в стороне от котектической линии. Очевидно, в происхождении анортозитов ведущее значение имеет кумуляция плагиоклазов, а вебстеритов — кумуляция оливинов и пироксенов. На диаграмме рис. 63 хорошо видно, что точки составов гипербазитов вытянуты вдоль оливин-пироксеновой стороны треугольника и не обнаруживают какой-либо связи с составами остальных пород зон разломов.

Вопросы генетического родства различных пород удобно решать с помощью семикомпонентной диаграммы Лодочникова, порядок нанесения на которую компонентов для основных пород был предложен ранее Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [1978]. Замечательным свойством этой диаграммы является то, что если составы пород попадают на единые линии, то они комплементарны, т.е. любые промежуточные составы могут быть получены путем сложения или вычитания крайних составов [Лодочников, 1926]. На диаграмму Лодочникова (рис. 64), наряду с магматическими породами зон разломов, нанесены также расчетные составы океанических магм, формирующиеся при разных давлениях [Сущевская, 1982], а

Таблица 34. Содержание редких элементов (в г/т)  
в породах третьего океанического слоя из зон трансформных разломов  
Аравийско-Индийского хребта

Элемент	Габбро							
	Вима					Арго		
	АНTP 130 (В) 1 (2а)	2111-1	2145-3в	2145-3а	2145-4а	2157-3	CIPCE 82-1	АНTP 126-1 (4)
K, %	—	0,058	0,005	0,008	0,150	0,008	—	0,070
Rb	—	0,5	0,1	0,6	0,9	0,1	—	0,69
Li	—	8	6	8	10	27	—	—
Ba	3	18	19	52	30	56	10	11
Sr	120	130	140	130	150	32	120	99
Cr	720	1000	740	640	810	140	100	1000
Ni	210	240	720	680	610	340	100	250
Co	30	50	43	39	64	28	30	35
V	180	65	77	110	150	120	160	160
Sc	39	35	22	14	12	10	50	35
Sn	—	1,0	1,6	1,2	2,0	2,4	—	—
Zn	—	—	—	155	138	235	—	—
Cu	45	65	74	32	50	44	19	78
W	—	0,51	0,66	0,69	0,84	0,43	—	— *
Zr	12	—	—	—	—	—	20	15
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—

также составы оливинов из базальтов Аравийско-Индийского хребта [Белевцев и др., 1980]. Базальты и габброиды образуют единый комплементарный ряд, на который попадает и состав оливинов из базальтов. Это позволяет говорить, что ведущим процессом при образовании данных пород является фракционирование оливинов. Следует подчеркнуть, что в этот же комплементарный ряд попадают возможные составы первичных океанических магм. Аортозиты, железо-титановые габбро и породы повышенной кремнекислотности выпадают из общего комплементарного ряда, что может быть обусловлено тем, что при их образовании большое значение имеет фракционирование не оливинов, а других минералов — плагиоклазов, титаномагнетитов.

Таким образом, рассмотрение петрохимических особенностей магматических пород зон разломов Аравийско-Индийского хребта позволяет сделать ряд заключений.

По химическому составу петрографически сходные породы из различных зон разломов полностью идентичны. Можно полагать в связи с этим, что породы всех разломов образовались в результате единого процесса — образования новой океанской коры в Аравийско-Индийском срединно-океанском хребте.

Все магматические породы, за исключением гипербазитов, образуют единую толеитовую серию пород, что наглядно видно на диаграмме AFM.

Габбро			Вебстриты	Анортозиты			
Мария Целеста	Среднее	Вима		Вима	Мария Целеста	Среднее	
АНТР 126-1 (1)	СИРСЕ 97-Д		2145-5	АНТР 130(В)-2	СИРСЕ 97-Х	АНТР 84-58 (2)	
—	0,050	0,050	0,072	0,25	0,06	—	0,15
—	0,47	0,48	0,6	1,5	0,23	—	0,86
—	—	12	11	—	—	—	—
21	9	23	18	19	37	18	25
180	120	122	25	230	320	150	233
610	980	675	1400	48	370	220	212
230	350	373	1300	28	34	25	29
32	38	39	100	2	2	4	3
210	130	136	52	22	39	45	35
29	54	30	4	10	15	15	13
—	—	1,6	>1	—	—	—	—
—	—	176	87	—	—	—	—
34	91	53	88	4	4	6	5
—	—	0,62	0,72	—	—	—	—
25	20	18	—	10	20	9	13
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Это дает основание считать, что все породы являются дифференциатами единой толеитовой магмы.

Базальты зон разломов хорошо сопоставимы с типичными океанскими базальтами. На ряде петрохимических диаграмм они образуют общие тренды с породами габбрового комплекса, причем ведущим процессом при образовании дифференцированной серии пород является процесс кумуляции и фракционирования оливина.

Гипербазиты на многих петрографических диаграммах образуют обособленные поля, что позволяет считать их генетически оторванными от других магматических пород океанского дна. Это положение, как мы видим, подтверждает геологические наблюдения, рассмотренные выше, однако для окончательного решения этого вопроса необходимо привлечение дополнительных, прежде всего геохимических, данных.

Геохимические особенности магматических пород рассмотрим по петрографическим группам независимо от точного местоположения конкретных образцов, так как петрографически сходные породы из различных зон разломов по содержаниям петrogenных компонентов идентичны. Все определения редких элементов проводились на основе количественных методик. Щелочи определялись методом фотометрии пламени; вольфрам, редкие земли, ниобий, tantal, цирконий и гафний — спектральным методом с предварительным химическим обогащением [Кримберг, Цыханс-

Таблица 34 (продолжение)

Элемент	Габбро, железо-титановое				Грано-фировое габбро	Кварцевые монцониты	Плагиоаплиты	
	Арго			Среднее			Арго	
	2157-1	2157-2	ANTP 125-8		ANTP 125-4 (в)	ANTP 125-4 (с)	ANTP 125-16	ANTP 125-13
K, %	0,09	0,21	0,14	0,15	0,6	2,71	—	—
Rb	1,5	19	20	13,5	30	90	—	—
Li	4	7	—	5	—	—	—	—
Ba	34	40	—	37	160	120	180	150
Sr	120	200	128	150	150	18	86	170
Cr	Сл.	Сл.	—	Сл.	6	8	7	10
Ni	74	40	—	57	9	10	29	19
Co	64	38	—	51	17	10	5	14
V	500	170	—	335	63	5	9	70
Sc	4,3	4,4	—	4,4	2,9	10	10	24
Sn	1,7	2,6	—	2,2	—	—	—	—
Zn	346	360	—	353	—	—	—	—
Cu	79	64	—	72	16	5	5	25
W	0,48	0,42	—	0,45	—	—	—	—
Zr	90	105	—	102	97	250	550	170
Hf	3,7	4,0	—	3,8	—	—	—	—
Nb	8,7	13,2	—	11,0	—	—	—	—

Таблица 35. Содержание редких элементов (в г/т) в серпентинитах из зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

Элемент	Разлом Вима						
	2141-1	2141-3а	2145-1в	2145-1г	2145-1д	2145-2а	2145-4б
K, %	0,005	0,036	0,0031	0,020	0,009	0,003	0,010
Rb	0,1	0,8	0,1	0,5	0,6	0,1	1,8
Li	9	8	6	8	8	6	6
Ba	18	18	17	16	19	18	—
Sr	<10	<10	<10	<10	<10	—	<10
Cr	1600	1600	1300	1300	1000	1000	1200
Ni	2400	2500	2200	2300	2200	2400	2600
Co	120	120	120	100	96	120	120
V	140	71	81	82	83	70	62
Sc	6,0	6,8	4,3	4,1	2,3	2,6	6,8
Sn	175	132	125	15	97	138	126
Zn	1,6	1,7	1,2	1,3	2,0	1,3	1,3
Cu	46	24	32	15	7	16	2,9
W	0,62	0,75	0,51	0,53	0,41	0,45	0,41
Zr	—	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. 1 — средние для серпентинитов низов Хан-Тайширского оphiолитового комплекса Монголии [Зоненшайн, Кузьмин, 1978].

кий, 1962; Смирнова, Конусова, 1981]; остальные элементы — количественным спектральным методом. При геохимических исследованиях были привлечены данные, полученные по породам рассматриваемых трансформных разломов другими авторами [Engel, Fisher, 1975].

Базальты зон разломов, как и все базальты океанского дна [Engel et al., 1965; Wedepohl, 1981], характеризуются высокими содержаниями элементов группы железа и очень низкими концентрациями всех литофильных элементов и особенно щелочей (табл. 33). Базальты бортов ущелья, т.е. образованные в рифтовой долине срединно-океанского хребта и дна разломного ущелья Мария Целеста, характеризуются близкими уровнями содержаний всех рассмотренных нами редких элементов. Можно полагать в связи с этим, что образование обоих типов базальтов можно связывать с одним и тем же источником. Базальты рифтовой зоны являются производными астеносферного слоя Земли, т.е. вещества истощенной мантии [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. Следовательно, и базальты дна разломного ущелья, если даже их возникновение связано с активностью зон трансформных разломов, являются продуктами астеносферного слоя Земли.

В табл. 34 приведены данные по содержанию редких элементов в породах третьего слоя океанской коры, вскрытых в зонах разломов. Как отмечалось выше, габбро можно рассматривать в качестве кумулятивных образований базальтоидной магмы, давшей начало и другим породам третьего слоя и базальтам. По сравнению с базальтами габбро содержит в 2–3 раза более высокие концентрации хрома и никеля, что подтверждает их кумулятивную природу.

Интересно сравнить калий-рубидиевые отношения в магматических

Разлом Арго			Разлом Мария Целеста		Среднее	I
2160	CIPCE 93-3	CIPCE 93-2	CIPCE 97-6	CIPCE 82-2		
0,044	—	—	—	—	0,016	0,018
>0,5	—	—	—	—	0,2	1,0
10	1	1	1	7	5	3
24	2	2	2	2	12	16
20	—	25	5	5	11	<10
1400	2100	3100	1400	2800	1650	3500
1400	1600	1600	1400	1300	1990	1500
130	100	81	100	49	105	158
110	70	90	40	50	68	63
12	20	30	10	10	10	15
—	—	—	—	—	115	—
—	—	—	—	—	1,5	—
—	26	20	29	54	27	—
—	—	—	—	—	0,52	—
—	2,0	20	20	20	20	—

породах зон разломов. В габбро в среднем оно составляет 1041, в вебстеритах — 1041, анортозитах — 1744, а в базальтах — 724. Величина этого отношения в породах повышенной кремнекислотности колеблется в интервале 200–300, а среднее для железо-титанового габбро равно 111. Учитывая закономерное уменьшение калий-рубидиевого отношения от ранних образований к поздним в единых генетических связанных сериях пород [Аренс, 1959; Ставров, 1978], можно определить относительное время образования различных типов магматических пород зон разломов. Геохимические данные, таким образом, указывают, что анортозиты, вебстериты и габбро следует рассматривать как ранние образования.

Если вебстериты и габбро формируются в результате кумуляции преимущественно темноцветных минералов, то при образовании анортозитов ведущим является процесс кумуляции полевых шпатов. Такой механизм формирования пород третьего слоя подтверждается и распределением в них бария и стронция. Минералом концентратором и носителем стронция в основных породах является плагиоклаз, причем коэффициент распределения элемента при кристаллизации плагиоклазов из базальтовой магмы больше единицы [Коваленко и др., 1984]. Барий же в магматическом процессе строго следует за калием. В анортозитах — продуктах кумуляции из базальтовой магмы основного плагиоклаза — отмечаются максимальные концентрации стронция, в то же время содержания в них бария остаются на уровне других пород третьего слоя. Анортозиты, как и габроиды, имеют минимальные величины рубидий-стронциевого отношения — 0,004, против 0,02 в базальтах.

Показателем степени дифференцированности основных пород может являться величина коэффициента железистости пород ( $K_{Fe} = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ ). От ранних образований к поздним, особенно

если происходит фракционирование темноцветных минералов, величина этого отношения закономерно уменьшается. Также уменьшаются в поздних породах содержания хрома, никеля и кобальта, так как коэффициент распределения этих элементов при кристаллизации базальтовых магм меньше 1. Поэтому вполне понятно, что между величиной коэффициента железистости и содержанием в породах никеля и хрома устанавливается корреляционная прямая зависимость (рис. 65). Некоторое исключение составляют анортозиты и породы кремнекислотности — плагиоплазиты. В них практически нет темноцветных минералов, которые являются концентраторами и носителями элементов группы железа, что определяет отскоки точек составов данных пород (на рис. 65) от общего тренда.

Содержания редких элементов в гипербазитах зон разломов приведены в табл. 35. Хорошо видно, что ультраосновные породы содержат максимальные количества элементов группы железа и минимальные концентрации лиофильных редких элементов. Для сравнения в таблице приведены средние содержания редких элементов в альпинотипных гипербазитах континентов [Виноградов, 1962] и в серпентинитах Хантайширского офиолитового комплекса Монголии [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. Последний был выбран потому, что анализы по этим породам, как и по гипербазитам зон разломов, выполнялись в аналитических лабораториях Института геохимии СО АН СССР. Нетрудно видеть, что по уровню содержаний редких

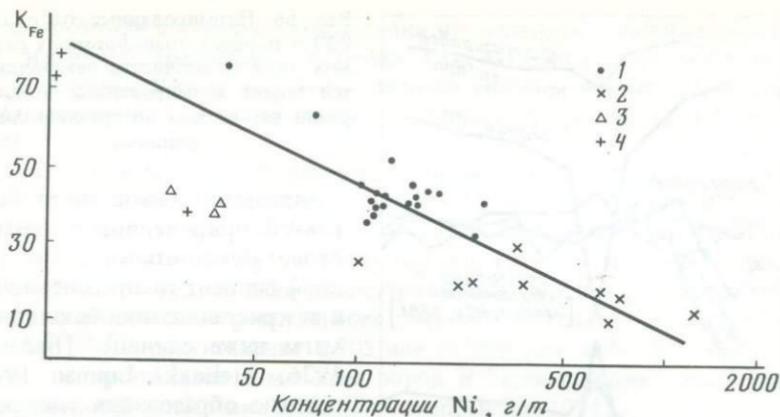


Рис. 65. Диаграмма содержания никеля, коэффициент железистости для пород зон трансформных разломов

1 – базальты, диабазы, железо-титановые габбро; 2 – габбро и вебстериты; 3 – породы гранитоидного состава

элементов ультраосновные породы зон разломов не отличаются от гипербазитов из оphiолитовых комплексов континентов.

Особо следует остановиться на распределении в исследуемых породах редкоземельных элементов (РЗЭ). Результаты выполненных нами анализов и данные других исследователей [Hedge et al., 1979] сведены в табл. 36. Содержания РЗЭ в базальтах зон разломов близки к средним по океаническим толеитам, определенным различными авторами [Балашев, 1976; Wedepohl, 1981]. Например, РЗЭ + Y в океанских толеитах, по Ю.А. Балашеву [1976], составляет 82 г/т, в исследуемых базальтах – 86,4 г/т. В породах расслоенной серии содержания РЗЭ значительно меньше, чем в базальтах, а минимальные концентрации этих элементов отмечаются в гипербазитах. В железотитановых габбро концентрации РЗЭ находятся на уровне базальтов, наиболее высокие они в породах повышенной кремнекислотности.

Соотношение легких и тяжелых лантаноидов в спектрах РЗЭ, о котором можно судить по величине отношения La/Yb, в базальтах и породах третьего слоя океанской коры близкое. В базальтах La/Yb несколько больше единицы, в породах расслоенной серии – несколько меньше. Это может лишний раз свидетельствовать о генетической общности данных пород. В гипербазитах величина рассматриваемого отношения в среднем составляет 2,8.

На рис. 66 показаны графики нормированных (по отношению к хондриту) содержаний РЗЭ в исследуемых породах, на которых наиболее наглядно видны особенности распределения РЗЭ. Для базальтов разломов Аравийско-Индийского хребта, как и для океанских базальтов, свойственно хондритовое распределение РЗЭ, т.е. не отмечается существенного обогащения ни легкими, ни тяжелыми лантаноидами. Нет в базальтовых спектрах и европиевого минимума.

В габбро, аортозитах и вебстеритах, как хорошо видно на рис. 65, содержания РЗЭ заметно ниже, чем в базальтах. Это согласуется с ранее

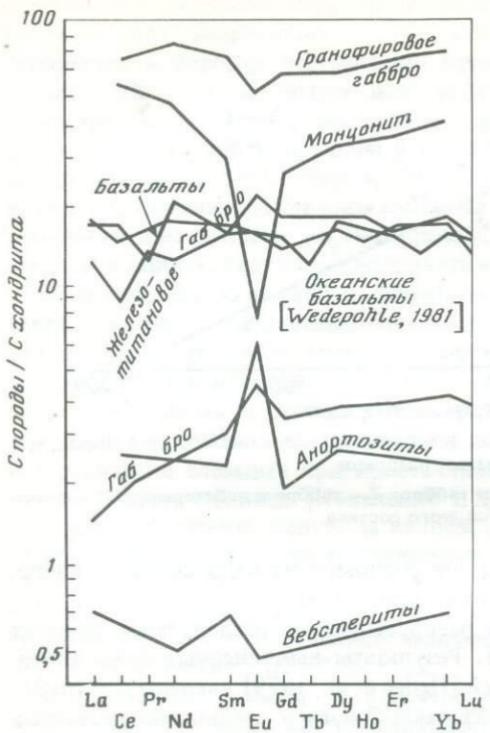


Рис. 66. Нормированные содержания РЗЭ в породах трансформных разломов (для большинства разновидностей пород нормированные концентрации рассчитаны по средним содержаниям)

сделанными выводами о более ранней природе пород третьего слоя. Действительно, так как коэффициент распределения РЗЭ при кристаллизации базальтовых магм ниже единицы [Балащев, 1976; Zielinski, Lipman, 1976], поздние образования единой генетической серии пород должны быть обогащены этими элементами. Обращает на себя внимание четко выраженный европиевый максимум в габбро и анортозитах. Как известно [Балащев, 1976], двухвалентное железо предпочтительнее, чем самарий и гадолиний, входит в решетку плагиоклазов, замещая кальций. Так как габбро и особенно анортозиты обогащены ранним пла-

гиоклазом, то понятно, почему в этих кумулятивных образованиях четко проявлен европиевый максимум.

Европиевый максимум, свойственный ранним породам, требует соответственно наличия европиевого минимума для более поздних пород. В породах повышенной кремнекислотности такой минимум отмечается (см. рис. 66), что подтверждает их происхождение из остаточных магматических расплавов, давших на ранних стадиях эволюции породы третьего слоя океанской коры. Однако в базальтах — породах, комагматичных с габбро и анортозитами, — нет европиевого минимума. В связи с этим можно предположить, что среди пород расслоенной серии (третьего слоя океанской коры) должны быть разности с европиевым минимумом. Возможно, такими породами являются пироксениты. Низкие содержания в них РЗЭ не позволяют на основании использованной методики решить этот вопрос. Однако, судя по соотношениям самария и европия в вебстеритах (см. рис. 66), можно предполагать наличие европиевого минимума в этих породах. Европиевый минимум в пироксенитах расслоенной серии офиолитов был установлен нами на примере офиолитов Хан-Тайширского комплекса. Таким образом, данные по распределению РЗЭ в магматических породах зон разломов подтверждают вывод о происхождении пород второго и третьего слоев из единой магмы, а также подтверждают генетическую оторванность гипербазитов от остальных образований, вскрытых в зонах разломов.

Для ряда исследуемых магматических пород были определены соотно-

шения изотопов стронция. Определения проводились в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии СО АН СССР под руководством Г.С. Плюснина. Результаты этих анализов сведены в табл. 37, в которой приведены данные, заимствованные из работы Хеджа и др. [Hedge et al., 1979].

Для большинства базальтов, габбро, железо-титановых габбро анортозитов, пород повышенной кремнекислотности отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  колеблется в интервале 0,703–0,704. Такие значения являются типичными для пород океанского dna [Фор, Паузл, 1974]. Эти данные свидетельствуют как о происхождении рассматриваемых пород из вещества мантии, так и о генетическом родстве всех этих пород. Редкие "выскоки" величины  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , достигающие 0,705 или 0,7079 (см. табл. 37), могут быть связаны с процессами изменения пород и "ассимиляции" ими морской воды, имеющей отношение 0,709 [Peterman, Hedge, 1971].

Гипербазиты зон разломов имеют высокие значения величины  $Sr^{87}/Sr^{86}$  – 0,7097 и 0,7129, т.е. эти значения заведомо выше, чем в морской воде. Высокие отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  установлены для гипербазитов континентов – альпинотипных гипербазитов [Фор, Паузл, 1974], для серпентинитов офиолитовых комплексов [Плюснин и др., 1979] и для гипербазитов океанов [Bonatti et al., 1970]. Повышенные содержания радиогенного стронция в гипербазитах по сравнению со всеми другими породами океанской коры, несомненно, указывают на их генетическую обособленность. Можно думать, что гипербазиты являются производными системы изначально обогащенной литофильными элементами, имеющей более высокое рубидий-стронциевое отношение, чем астеносферный слой, давший начало породам второго и третьего слоя океанской коры. Ранее мы высказывали предположение, что гипербазиты офиолитовых комплексов являются продуктами протолитосферы Земли, сформированной в процессе дегазации Земли [Гаст, 1975], когда происходило обогащение верхнего гипербазитового слоя верхов мантии литофильными элементами [Плюснин и др., 1979]. В дальнейшем вещество протолитосферы благодаря притрузивному механизму может попадать в верхние оболочки Земли. На примере гипербазитов зон разломов можно видеть, что все они имеют притрузивную природу.

Таким образом, геохимические данные показывают, что гипербазиты и остальные магматические породы зон разломов генетически не связаны между собой. Породы второго и третьего слоев океанской коры являются, скорее всего, продуктами дифференциации единой магмы. В процессе формирования большинства пород океанского dna большое значение имеет процесс фракционирования оливинов в процессе дифференциации базальтовой магмы.

Проведенные исследования строения и особенностей состава пород зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта позволяют сделать следующие выводы.

1. В зонах трансформных разломов вскрывается полный разрез океанской коры, иногда нарушенный интрузиями гипербазитов. Низы океанской коры – третий слой – сложены породами расслоенной серии: пироксенитами, габбро, анортозитами; верхи – второй слой – диабазами даек и базальтами. В целом разрез океанской коры хорошо сопоставим с разреза-

Таблица 36. Содержания редкоземельных элементов в магматических породах зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

Элемент	Базальты					
	Вима			Арго		
	2120/5	2131/1	ANTP 131-2	2164	2165	
1	2	3	4	5	6	
La	4,0	6,0	н.о.	6,4	—	
Ce	9,0	15,0	12,8	15,0	20	
Pr	—	1,6	н.о.	1,7	—	
Nd	8,5	15	13,4	12	14	
Sm	2,9	4,2	4,84	4,3	4,5	
Eu	1,0	0,95	1,97	1,1	3,2	
Gd	3,0	4,6	6,93	4,8	3,2	
Tb	—	1,4	н.о.	0,9	—	
Dy	4,4	6,2	8,49	7,1	5,4	
Ho	0,9	1,5	н.о.	1,1	0,85	
Er	3,1	3,8	5,56	5,0	2,2	
Yb	3,1	3,8	5,49	5,4	4,3	
Lu	0,24	0,31	0,904	0,4	0,43	
Y	25	31	н.о.	35	35	
	65,14	64,36	60,38	100,2	93,08	
La/Yb	1,3	1,6	—	1,2	—	

Таблица 36 (продолжение)

Элемент	Габбро				
	Вима			Арго	
	2145-36	2145-4a	ANTP 130(B)-1	ANTP 126-1	CIPCE 82-1
1	13	14	15	16	17
La	0,55	0,4	н.о.	н.о.	н.о.
Ce	—	—	1,3	2,16	1,23
Pr	—	—	н.о.	н.о.	н.о.
Nd	1,1	1,0	1,56	1,84	1,23
Sm	0,5	0,8	0,679	0,682	0,526
Eu	0,15	0,22	0,548	0,393	0,432
Gd	—	—	1,08	0,998	0,926
Tb	—	—	н.о.	н.о.	н.о.
Dy	—	—	1,46	1,27	1,17
Ho	—	—	н.о.	н.о.	н.о.
Er	—	—	0,930	0,777	0,755
Yb	0,54	1,5	0,916	0,744	0,763
Lu	—	—	0,144	0,116	0,120
Y	4,8	5,6	н.о.	н.о.	н.о.
	7,64	9,52	8,62	8,98	7,15
La/Yb	1,0	0,3	—	—	—

## Базальты

CIPCE 93-4	Мария Целеста				Среднее
	2201/1	2201/2	2201/3	2201/36	
7	8	9	10	11	12
н.о.	4,0	4,0	5,3	8,5	5,96
10,6	9,0	8,5	9,0	14	12,29
н.о.	—	—	1,8	2,4	1,88
8,08	6,7	8,0	16	12	11,37
2,74	4,0	2,5	3,0	4,0	3,70
1,06	0,8	0,9	0,5	0,9	1,24
3,74	2,3	3,2	4,3	4,0	4,00
н.о.	—	—	1,8	—	1,36
4,38	4,4	4,6	5,3	5,0	5,53
н.о.	1,2	0,9	1,1	1,05	1,08
2,75	4,4	3,0	4,3	3,4	3,75
2,72	4,1	3,0	4,0	3,4	3,93
0,445	0,6	0,3	0,45	0,34	0,44
н.о.	32	23	27	31	29,88
36,52	73,5	61,9	83,85	89,99	86,41
	1,0	1,3	1,1	2,5	1,5

## Габбро

CIRCE 97-В	Мария Целеста			Среднее	Мария Целеста 2145-5
	CIRCE 97-Д	CIRCE 97-С	20		
	18	19	21		
н.о.	н.о.	н.о.	0,48	0,25	
1,70	1,76	2,78	1,82	—	
н.о.	н.о.	н.о.	—	—	
1,64	1,75	1,97	1,51	0,34	
0,653	0,705	0,677	0,65	0,15	
0,498	0,455	0,213	0,36	0,04	
1,11	1,12	0,926	1,03	—	
н.о.	н.о.	н.о.	—	—	
1,28	1,40	1,11	1,23	—	
н.о.	н.о.	н.о.	—	—	
0,961	0,867	0,64	0,82	—	
0,742	0,797	0,588	0,82	0,15	
0,118	0,126	0,09	0,12	—	
н.о.	н.о.	н.о.	5,2	5,6	
8,70	8,98	8,99	14,04	6,53	
—	—	—	0,6	1,7	

Таблица 3б (продолжение)

Элемент	Анортозиты			Железо-титановое габбро			
	Вима ANTP 130(B)-2	Мария Целеста CIRCE 97-X	Среднее	Арго			Среднее
				2157-1	2157-2	ANTP 125-8	
1	23	24	25	26	27	28	29
La	h.o.	h.o.	—	3,6	4,3	h.o.	3,95
Ce	2,03	2,46	2,24	9,0	12	2,84	7,95
Pr	h.o.	h.o.	—	1,5	—	h.o.	1,50
Nd	1,61	1,33	1,47	8,6	12	2,84	7,81
Sm	0,554	0,402	0,48	2,7	6,1	1,61	3,47
Eu	0,556	0,397	0,48	2,1	2,2	1,03	1,78
Gd	—	0,581	0,58	5,5	7,8	2,76	5,35
Tb	h.o.	h.o.	—	—	—	h.o.	—
Dy	0,982	0,691	0,84	6,0	8,9	3,34	6,08
Ho	h.o.	h.o.	—	0,9	1,8	h.o.	1,35
Er	0,615	0,437	0,53	3,1	5,4	2,04	3,51
Yb	0,582	0,418	0,50	4,0	5,6	1,96	3,85
Lu	0,085	0,067	0,076	0,4	0,8	0,307	0,50
Y	h.o.	h.o.	h.o.	29	29	h.o.	29
	7,01	6,78	7,20	76,4	95,9	18,73	76,10
La/Yb	—	—	—	0,9	0,8	—	1,0

ми офиолитовых комплексов континентов. В верхах расслоенной серии отмечаются отдельные поздние интрузивные тела железо-титановых габбро, а также жилы плагиогранитов или плагиоаплитов.

2. Породы второго и третьего слоев океанской коры образуются в результате дифференциации толеитовой магмы. Все они формируют единую толеитовую серию пород. Пироксениты, габбро и анортозиты третьего слоя генерируются в магматической камере в результате кумуляции ранних кристаллических фаз. Ведущим процессом при образовании пород океанского dna является фракционирование оливинов. Однако в ряде случаев большое значение имеют процессы кумуляции и соответственно фракционирования пироксенов или основных плагиоклазов. Несмотря на большое разнообразие пород третьего слоя океанской коры, наблюдаемое в разных сечениях, вскрываемых зонами разломов, и выявленное здесь непостоянство соотношений интрузивных пород различной основности, базальты и диабазы второго слоя, что можно видеть на примере рассмотренных зон разломов, а также по океану в целом, отличаются удивительно выдержаным составом, очень незначительными вариациями редких элементов. В связи с этим мы полагаем, что, наряду с обычными процессами фракционной дифференциации, в магматических очагах под срединно-оceanскими хребтами, существует постоянное просачивание здесь первичных расплавов, приводящее, с одной стороны, к излияниям базальтов в рифтовой долине, с другой — к одновременному образованию кумулятов в промежуточной камере. Этот процесс Н.Л. Добрецов [1981] назвал паратекси-

Гранофированное габбро		Кварцевый монционит	Серпентиниты			
Арго		Вима			Среднее	
ANTP 125-4 (B)	ANTP 125-4 (C)	2145-1в	2145-1д	2145-2а		
30	31	32	33	34	35	
Н.о.	Н.о.	0,65	0,23	0,30	0,39	
63,9	53,2	1,7	—	—	1,7	
н.о.	н.о.	—	—	—	—	
49,7	30,3	0,3	0,37	0,29	0,32	
14,5	7,00	0,2	0,25	0,3	0,25	
4,17	0,616	0,05	0,04	0,035	0,04	
17,0	8,22	—	—	—	—	
н.о.	н.о.	—	—	—	—	
19,2	10,8	—	—	—	—	
н.о.	н.о.	—	—	—	—	
15,7	7,68	—	—	—	—	
16,0	8,22	0,25	0,10	0,085	0,14	
н.о.	н.о.	—	—	—	—	
н.о.	н.о.	2,3	0,78	0,70	0,9	
200,17	126,04	5,45	1,77	1,71	3,74	
—	—	2,6	2,3	3,5	2,8	

сом. Нам представляется, что только в случае непрерывной "подпитки" первичными магмами вулканических центров раскрывающегося срединно-океанского хребта можно ожидать постоянство составов изливающихся океанических базальтов. В то же время динамика подъема магматических расплавов, возможности смешения первичных магм с остаточными расплавами "кумулятивной зоны" магматического очага могут давать, как правильно считают О.А. Луканин и А.А. Кацик [1983], некоторые вариации в составе и особенно в содержаниях редких элементов, наблюдаемые в океанских базальтах.

Геохимические данные однозначно свидетельствуют, что железо-титановые габбро и породы гранитоидного состава являются поздними образованиями толеитовой магмы, давшей начало и остальным породам зон разломов. Их образование обусловлено формированием застойных зон в магматическом очаге, которые не имеют связи с вулканическими центрами океанского дна, в связи с чем в них происходят процессы глубокой дифференциации магматических расплавов.

3. Некоторые геологические наблюдения показывают, что в пределах зон трансформных разломов может проявляться магматическая активность, в частности здесь происходят излияния разломных базальтов. По составу и содержаниям редких элементов разломные базальты не отличаются от базальтов рифтовых зон срединно-океанских хребтов. Можно полагать, что оба типа базальтов являются производными астеносферного слоя Земли.

Таблица 37. Соотношение изотопов стронция в магматических породах зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

Порода	Местоположение	№ образца	Rb	Sr	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$\pm 2\sigma$
Базальты	Вима	ANTP 131-2	0,5	118	0,70298	—
		2165	1,8	130	0,7034	0,0006
		2164	1,8	140	0,7041	0,0005
		CIRCE 93-4	2,5	126	0,70298	—
	Мария Целеста	2230-1	1,1	210	0,7032	0,0004
Диабазы		2250	0,4	65	0,7054	0,0007
Габбро	Вима	2111	0,5	130	0,7059	0,0008
		2145-3a	0,6	130	0,7035	0,0005
		2145-4a	0,9	150	0,7045	0,0007
		ANTP 130(в)-1 (2)	0,3	123	0,70283	—
	Арго	ANTP 126-1 (4)	0,7	98	0,70322	—
Вебстериты	Мария Целеста	CIRCE 82-1	0,4	141	0,70326	—
		CIRCE 97-13	0,6	145	0,70308	—
		CIRCE 97-Д	0,5	124	0,70302	—
		CIRCE 97-С	0,3	62	0,70333	—
Анортозиты	Мария Целеста	2145-5	0,6	25	0,7059	0,0005
Fe-Ti-габбро	Арго	ANTP 130(в)-2	2	240	0,70295	—
		CIRCE 97-X	0,2	393	0,70321	—
		2157-1	1,5	120	0,7037	0,0004
Гранофировое габбро	Арго	2157-2	19	200	0,7079	0,0006
		ANTP 125-8	20	128	0,70337	—
		ANTP 125-4 (в)	30	133	0,70338	—
Кварцевый монцонит		ANTP 125-4 (с)	90	28	0,70418	—
Сепентиниты	Вима	2145-2а	<0,1	120	0,7097	$\pm 0,0004$
		2145-1в	<0,1	<10	0,7129	$\pm 0,0004$

4. Геологические и геохимические данные свидетельствуют о генетической оторванности гипербазитов от остальных пород океанской коры, вскрываемых в зонах трансформных разломов. Представляется, что гипербазиты связаны с протолитосферой Земли, сформированной на ранних этапах ее истории во время интенсивной дегазации Земли. В верхние горизонты океанской коры гипербазиты попадают главным образом прорузывшим путем.

## Осадкообразование и специфика осадочных образований активных частей трансформных разломов

Выше было описано геологическое строение трансформных разломов Вима, Арго и Мария Целеста, причем их активных отрезков. Исследованные разломы представляют собой широкую зону дробления, где во всех случаях четко проявлено центральное разломное ущелье с максимальными глубинами 5500–6000 м. Ширина дна ущелий по изобате 5500 м составляет 2–4 мили, а по изобате 3000 м – около 10–15 миль. Обычно ущелье обрамляется трансформными поднятиями – хребтами, один из которых (более четко выраженный) выше другого на 1000–2000 м.

Эти участки трансформных разломов сейсмически активны. В их пределах фиксируется сдвиговая компонента, обусловленная разными скоростями горизонтального перемещения соседних участков океанской литосферы.

Для активных участков трансформных разломов, отличающихся большой контрастностью рельефа, повышенной сейсмичностью и широким развитием на склонах обнажений пород глубоких горизонтов океанской коры, часто сильно тектонизированных и продуцирующих огромные массы эдафогенного осадочного материала, характерны специфические осадочные образования, резко отличающие их от других тектонических структур океанского дна. Для того чтобы было понятно, почему в пределах активной части рифта формируется осадочное тело, по строению и составу отличное от осадочных образований, формирующихся в пределах иных тектонических структур, рассмотрим основные черты осадкообразования исследуемого региона.

В осадках трансформных ущелий могут быть выделены два комплекса минеральных образований. Первый комплекс включает минералы "нормального" осадочного материала, состав которого определяется общей природной зональностью пелагического осадочного процесса. Состав "нормального" осадочного материала, поставляемого на поверхность дна в пределах самого северного из изученных трансформных разломов Вима, несколько отличается от того, что характерно для южных разломов Арго и Мария Целеста. Разлом Вима находится в пределах экваториальной относительно высокопродуктивной зоны осадконакопления, южные разломы – в аридной зоне. В связи с этим осадочный материал северной части исследуемого региона по сравнению с южной обогащен биогенным кремнистым материалом, величина вертикальных потоков осадочного вещества значительно выше. Однако в пределах каждого отдельного трансформного ущелья поступление осадочного материала на дно его состав вряд ли испытывает существенные изменения. Неоднородность состава осадков в пределах трансформных ущелий может быть связана только с перераспределением осадочного материала в придонных условиях.

Второй комплекс – эдафогенные минералы, формирующиеся в результате разрушения пород глубоких слоев океанской коры, обнажающихся в стенках разломов. Соотношение двух комплексов минералов, а также их состав в осадках по латерали изменяется. Попытаемся теперь показать, как эти изменения связаны с фациальными условиями осадконакопления.

В пределах трансформного ущелья можно выделить три фациальные зоны: обрамляющие их поднятия, склоны и дно.

На обрамляющих поднятиях осадочный чехол практически отсутствует. На поверхности обнажаются базальты, местами покрытые гидрогенной железо-марганцевой коркой толщиной до 2 см. Последняя может формироваться только при условии, что твердый субстрат (в данном случае базальты) длительное время находится в контакте с придонной морской водой, лишен покрова рыхлых осадков, ибо скорость наращивания железо-марганцевой корки измеряется миллиметрами в 1 млн лет [Кронан, 1982]. Только в отдельных случаях геологические приборы с поднятий приносили обломки пород твердого субстрата с небольшим количеством крупнозернистого фораминиферового песка, содержащего обломки кораллов, моллюсков, мшанок, трубок червей и т.д. В некоторых пробах обнаружены обломки вулканического стекла. Однако, по нашему мнению, их нельзя считать эдафогенным материалом. В осадки они попали при отборе пробы в результате разрушения грунтовым прибором покрывающей базальты корки закаливания.

Таким образом, для фациальной зоны обрамляющих трансформное ущелье поднятий характерно неосаждение осадочного материала, его сброс донными течениями вниз по склону. Только в небольших понижениях рельефа присутствует грубозернистый фораминиферовый песок, полностью отмытый от тонких фракций, составляющих в данных климатических зонах океана основную часть осадочного материала.

На склонах трансформных ущелий осадочный покров распространен крайне неравномерно. Значительные площади вообще лишены осадков, здесь обнажаются магматические породы океанской коры, срезанные поверхностью трансформных разломов. Осадки накапливаются только в карманах, осадочных ловушках. Осадки верхних частей склонов представлены в основном карбонатными разностями (кокколитовые или со значительной примесью фораминифер и скелетных остатков моллюсков, мшанок). Отдельные маломощные прослои обогащены фораминиферами и несут следы переотложения. В составе осадков заметна примесь биогенного кремнезема (диатомеи, радиолярии, силикофлагелляты). В осадках неравномерно рассеян эдафогенный материал, представленный в основном продуктами разрушения глубинных слоев океанской коры (габброидов, ультрабазитов, серпентинитов).

Осадки нижних частей склонов на глубинах, превышающих 4200–4500 м (критическая глубина карбонатонакопления), часто слоисты, в них чередуются карбонатные и бескарбонатные разности. Карбонатные осадки, как правило, несут следы переотложения. Бескарбонатные осадки обогащены биогенным кремнеземом. В разломе Арго встречены маломощные прослои этмодискусовых илов. Содержание эдафогенного материала в осадках с глубиной обычно увеличивается. Выделяются отдельные маломощные прослои, целиком сложенные продуктами разрушения глубинных пород океанской коры.

Таким образом, фациальная зона склонов трансформных ущелий является зоной транзита осадочного материала. Он задерживается только в отдельных осадочных ловушках. При этом наряду с "камуфлированным" переотложением осадочного материала, устанавливаемым только увеличением скоростей осадконакопления, но никак не отражающимся на текстурных особенностях осадков (непрерывный медленный перенос осадочного

материала с поднятий вниз по склонам), фиксируется также быстрое перемещение осадочных масс, ранее накопленных на склонах, вниз в результате сейсмичности района, формирование гравититов. Одной из характерных особенностей осадконакопления на склонах является то, что в их пределах продуцируется эдафогенный осадочный материал, который фиксируется в составе осадков.

Дно трансформных ущелий представляет собою область, в которую сносятся основная масса осадочного материала со склонов и фиксируется в осадках. Осадки по составу существенно меняются как по латерали, так и в вертикальном разрезе. Важным элементом этих осадочных образований, отличающим их от осадочных толщ других тектонических структур океанского дна, являются брекчии специфического состава, накапливающиеся у подножий склонов. Обломки этих брекчий по размеру изменяются в широких пределах (от песка, который в некоторых случаях составляет значительную часть цемента, до огромных плит). Обломки сложены продуктами дезинтеграции пород глубинных пород океанской коры (ультрабазитов, серпентинитов, реже габброидов, в единичных случаях долеритов и базальтов). Иногда на поверхности обломков наблюдаются зеркала скольжения. Основная масса цемента — "нормальный" пелагический осадочный материал. В некоторых случаях брекчии испытывают гидротермальную переработку.

Аналогичные образования в океане могут быть встречены только в зонах субдукции, где также часто в результате взаимодействия плит выводятся на поверхность породы нижних слоев океанской коры, которые продуцируют эдафогенный материал соответствующего состава. Однако, как правило, процесс поддвигания одной литосферной плиты под другую в зоне субдукции сопровождается интенсивным вулканизмом (в том числе эксплозивным), по составу отличным от вулканизма срединно-оceanских спрединговых хребтов. Продукты этого вулканизма почти всегда присутствуют в прилегающих к этой зоне осадках. По их составу и могут быть надежно отличимы осадочные толщи активных частей трансформных разломов и зон субдукции.

Другим элементом осадочных образований активной части трансформного разлома является слоистая толща, представленная чередованием бескарбонатных и карбонатных осадков с маломощными горизонтами, сложенными преимущественно эдафогенным материалом. Карбонатные и эдафогенные осадки несут следы переотложения и являются, по существу, гравититами. Таким образом, фациальная зона дна трансформных ущелий есть область преимущественного накопления осадочного материала. Наряду с "нормальным" пелагическим материалом на дно сбрасывается также основная масса осадочного вещества с обрамляющих трансформное ущелье поднятий и склонов. Кроме того, на склонах продуцируется эдафогенный осадочный материал. Было установлено, что основным компонентом его являются продукты разрушения глубинных пород океанской коры, прежде всего ультрабазиты, серпентиниты, реже габбро. Долериты и базальты почти не участвуют в формировании эдафогенного материала. Уместно здесь указать, что в рифтовых зонах океана эдафогенный материал, формирующий мощные осыпи у подножий краевых тектонических уступов [Монин и др., 1985], сложен преимущественно обломками базаль-

тов. Нигде в пределах океанских рифтов не обнаружено выходов пород габбрового слоя.

На поверхности обломков, слагающих эдафогенный материал, часты находки зеркал скольжения. Это свидетельствует о том, что дезинтеграция пород происходила при относительном перемещении соседних литосферных плит по трансформному разлому в условиях сжатия. Для сравнения укажем, что в активной части трансформного разлома Алула Фартак в Аденском заливе (Индийский океан), несмотря на то что в стенках этой грандиозной структуры также обнажены самые глубокие горизонты океанской коры, осадки практически лишены эдафогенного материала. Это можно объяснить тем, что, по-видимому, развитие трансформного разлома происходит в условиях растяжения.

Мобилизованный в результате тектонических подвижек на склонах трансформного ущелья эдафогенный осадочный материал, а также отложенный на достаточно крутых поверхностях "нормальный" пелагический материал в связи с сейсмической активностью района становится подвижным и переносится либо на дно ущелий, либо задерживается в небольших осадочных ловушках на склонах. Механизм перемещения осадочного материала вниз по склонам — оползни, обвалы, зерновые потоки. Они приводят к формированию горизонтов гравититов, переслаиваемых с "нормальными" пелагическими осадками. Как правило, в гравититах осадочный материал не сортирован и не окатан. В отдельных случаях обнаружены небольшие прослои сортированного осадочного материала, поставляемого на дно со склонов ущелья. Нам кажется, что они были накоплены в условиях достаточно интенсивных донных течений, которые временами развиваются у дна вдоль трансформных ущелий.

По составу и строению осадочные образования активных частей трансформных разломов резко выделяются на фоне осадочных толщ, формирующихся в пределах других тектонических структур океанского дна. Это обстоятельство может даже быть использовано для идентификации аналогичных древних структур.

К сожалению, в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" не было получено полного представления о форме осадочного тела и характере контактов с окружающими геологическими образованиями, что также важно для установления принадлежности осадочной формации к данной тектонической структуре. Из изложенного выше материала следует, что выдержанное осадочное тело формируется только на дне ущелья. На склонах осадки распространены крайне пятнисто. Они встречены только в отдельных осадочных ловушках, в "карманах". Такое распространение осадочных образований сохраняется до того момента, когда участок в результате движения литосферных плит уходит за пределы области развития тектонических движений, сейсмичности, когда трансформный разлом становится в тектоническом отношении пассивным.

На основании анализа морфологии трансформных разломов и исследования осадконакопления можно полагать, что данное осадочное тело представляет собой линзу с выровненной верхней поверхностью. Ширина этой линзы может составить около 4–6 км, длина — до первых сотен километров и мощность — от нескольких сот метров до километра. По профилю этой линзы может существенно меняться ширина и мощность.

В отдельных частях трансформного ущелья линза может быть разорвана, выклиниваться.

Нижние контакты этой линзы имеют характер прилегания к неровной поверхности глубинных пород (габбровый слой) океанской коры, обнаженных в результате относительного перемещения соседних плит по трансформному разлому. Породы в исследованных разломах, как правило, интенсивно тектонизированы. Верхняя граница формации активной части трансформных разломов, по-видимому, должна быть постепенной. Пересякающая ее осадочная толща, которая образуется уже после того, как трансформный разлом становится тектонически пассивным, должна отличаться отсутствием в ее составе эдафогенного материала.

Еще раз подчеркнем, что описанные выше осадочные толщи накапливаются в трансформных разломах, развивающихся в условиях сжимающих напряжений. Это способствует образованию значительных масс эдафогенного осадочного материала. Если же в пределах активной части трансформного разлома существуют напряжения растяжения, этот компонент либо присутствует в осадках в незначительных количествах, либо вообще отсутствует.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ущелья трансформных разломов являются глубочайшими понижениями на дне океана, которые опускаются много ниже среднего уровня дна его пелагических частей (3—4 тыс. м) и намного ниже средней глубины Мирового океана — 3729 м. Максимальная известная глубина ущелий трансформных разломов обнаружена в Атлантическом океане в ущелье Романш (7856 м). Долины трансформных разломов Индийского океана также относятся к величайшим ущельям Земли: максимальная глубина в разломе Вима составляет 6492 м, Арго — 5035 м, Мария Целеста — 5393 м.

По глубинам ущелья трансформных разломов уступают только глубоководным океанским желобам, которые достигают максимальной из известных на Земле глубин — 11022 м. Глубоководные желоба расположены по активным окраинам, в зонах субдукции, и на их бортах накапливается значительное количество осадочного вещества с островных дуг или с океанской стороны желоба. Естественные обнажения пород океанской коры здесь обычно погребены под толщей рыхлых отложений, что подтверждается и данными сейсмического профилирования.

Ущелья разломов вскрывают разрезы океанской коры значительной вертикальной протяженности. Средняя глубина гребней срединных хребтов составляет около 2,7 км. При максимальной глубине разломов Вима, Арго и Мария Целеста перепад глубин составляет соответственно 3,8; 2,3 и 2,7. Таким образом, в ущельях разломов открывается уникальный естественный разрез глубинных слоев океанской коры, а также залегающей на ней осадочной толщи. Высота склонов разломов, отвечающая мощности разреза, достигает 3—5 км, что значительно превышает максимальную глубину проникновения в породы ложа при глубоководном бурении (немногим более 1 км).

Ущелья трансформных разломов представляют собой, как и дно глубоководных желобов, наименее изученные части Мирового океана, до недавнего времени это были белые пятна на геологических картах.

Связано это с исключительными трудностями в изучении узких и крутых ущелий, их большими глубинами, резкой расчлененностью склонов и дна. До недавнего времени со дна разломов были получены только отдельные пробы, главным образом драгами, которые не могли характеризовать геологическое строение этих крупных и сложных образований. Значительно большие успехи были сделаны при геофизическом изучении разломов и их ущелий, в частности обширные исследования были выполнены в Тихом и Атлантическом океанах советскими экспедициями [Глу-

бинные разломы..., 1984]. Геолого-геохимическое изучение ущелий тормозилось отсутствием методики получения длинных колонок и дночерпательей со дна и крутых склонов без потерь приборов и с точной привязкой проб к сложно устроенному дну.

Одним из важнейших результатов 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" была разработка новой весьма эффективной методики геологического исследования и картирования дна глубоких ущелий. Эта методика, описанная в настоящей монографии (метод прицельной геологии), позволила в трудных погодных условиях за короткое время рейса получить со дна и склонов ущелья Вима 38 проб, ущелья Арго – 32 пробы и ущелья Мария Целеста – 45. Всего, таким образом, ущелья были охарактеризованы 115 пробами, в основном полученными тяжелыми грунтовыми трубками, причем прицельно только из наиболее интересных, ключевых районов дна и склонов. Если учесть, что ранее из этих ущелий удавалось получать лишь разрозненные пробы, то понятно, что по геологической изученности ущелья разломов Индийского океана после работ экспедиции могут считаться наиболее детально обследованными.

Разработанная методика может с успехом применяться и в других случаях, когда исследования производятся в узких теснинах дна с сложным расчленением и большими перепадами глубин, например в рифтовых долинах срединных хребтов, которые в настоящее время привлекают особенно большое внимание в связи с гидротермальной деятельностью и сульфидной минерализацией, представляющей экономический интерес.

Другой новый метод – эдафогенных реконструкций – в сочетании с густым покрытием ущелий сетью станций позволил не только детально изучить труднодоступные области дна, но и впервые начать геологическое картирование ущелий. Суть этого метода состоит в следующем: главный путь перемещения осадков в ущельях гравитационный, он определяется господством гравититов в отложениях их склонов и дна. Эдафогенный осадочный материал происходит за счет подводного выветривания и дробления пород склонов. При этом минералы, полученные с уступов склона (из осадочных карманов), своими парагенезами отвечают горным породам, обнажающимся в данном месте выше по склону. Если последовательно отбирать пробы из "карманов", расположенных на разных глубинах склона, то можно получить представление о выходах коренных пород данного склона, приблизительных их соотношениях, высотном положении. Проводя систематические исследования обломочных минералов в сочетании с изучением более крупных обломков пород (гравий и щебень), а также пород из коренных обнажений, можно вести геологическое картирование ущелий. Впервые в рейсе удалось составить такие карты в масштабах 1 : 250 000. Это первый опыт косвенного картирования коренных магматических пород на дне океана по парагенезам их обломочных минералов в сочетании с пробами, которые удается получить из обнажений коренных пород. Новые приемы геологического исследования дают возможность вести картирование без применения буксируемых или обитаемых подводных аппаратов, за пределами их досягаемости. Они могут быть использованы и для картирования дна максимальных глубин желобов активных окраин.

В случае использования подводных аппаратов предварительное геоло-

гическое картирование позволяет также резко повысить эффективность их работы, нацеливать погружения на районы особенно важные и сложные. В этом убедили, в частности, исследования, которые проводились с подводными аппаратами в рифте Таджура (Аденский залив). Предварительное геологическое картирование вместе с геофизическими работами позволило вести здесь только целенаправленные работы, обеспечило возможность еще более детального геологического картирования рифта в масштабе 1: 25 000.

Трансформные разломы Мирового океана были не известны в фиксионистской тектонике. Они являются образованием сопряженным со срединными хребтами, постоянно сопровождают области спрединга океанского дна и подчеркивают его подвижность. При палеогеодинамических реконструкциях трансформные разломы помогают определить простирации срединных хребтов.

Ширина трех изученных рифтовых ущелей по изобате 5500 м составляет всего 2–4 мили, а по изобате 3000 м – около 10–15 миль. Особенно детально изучены активные участки трансформных разломов, находящиеся между осями смещенных разломом участков срединного хребта. Эти разломы не представляют собой остаток грандиозных геологических событий прошлого. Их развитие идет сейчас, это "живые" геологические образования. В этом убеждает высокая тектоническая активность разломов, почти непрерывные мелкофокусные землетрясения в них, а в горных породах и осадках – широкое распространение тектонитов, серпентинитовых диапиров, свежих излияний базальтов, следы гидротермальной деятельности на дне, выходы пород, не прикрытых осадками, многочисленные осыпи, обвалы и оползни, что отвечает высокой подвижности. В ущельях изученных разломов в отличие от ряда других трансформных разломов океанов существуют условия не только бокового сдвига, но и растяжения, что приводит к тому, что это образование не узколинейное, а более широкое полосовое (ширина ущелей в верхней части десятки миль). Максимальная глубина разломных ущелей, как можно судить по данным рейса, не может превышать 6500 м (а в разломе Романш – 7500 м). На глубинах 6500–7500 м на дне разломов широким распространением пользуется "заличивание" ущелья прорузыями ультраосновных пород, а также излияниями толеитовых базальтов.

Движение литосферных плит на поверхности геоида (а не шара) приводит к тому, что при переходе к участкам с разными радиусами кривизны участки плит сжимаются, а в других местах разжимаются. Возникают трансформные желoba, например Романш и Вима в Атлантическом океане. Получило развитие представление о зияющих разломах на дне океана, которые связаны с раздвижением регионального характера. Вероятно, в будущем удастся установить и более сложные сочетания трансформных разломов и таких "зияющих трансформов" (leaky transforms), которые могут осложняться вулканизмом. Для смещений вдоль по трансформным разломам новые материалы, полученные в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в Индийском океане, имеют большой интерес.

Главные результаты работ касаются строения и состава океанской коры, литологии и геохимии осадков, стратиграфии и скоростей седиментации.

В глубоких ущельях трансформных разломов, вскрывающих разрез океанской коры протяженностью пока недостижимой для глубоководного бурения (1,5 км), не обнаружено никаких древних осадочных пород, которые, по мнению многих геологов, должны располагаться под базальтовыми покровами и, таким образом, свидетельствовать о древности океанских котловин. Обнаруженные в разрезах и детально изученные породы отвечают второму и третьему слоям разреза коры и соответствуют разрезам, которые изучаются в оphiолитовых поясах континентов. Тем самым подчеркивается на основе новых фактических материалов, полученных в рейсе, сходство этих разрезов с разрезами типичной океанской коры. Сравнительный анализ магматических пород, полученных из трех ущелий трансформных разломов Индийского океана, сопоставление их с данными из других разломов и с материалами глубоководного бурения показывает исключительную выдержанность состава пород второго и третьего слоев в пределах не только центральной части Индийского океана, но и Мирового океана в целом. Сопоставление с оphiолитовыми поясами, возраст которых местами палеозойский и более древний, также убеждает в том, что это сходство пород является общим не только в пространстве – в пределах всей океанской коры Земли, но и во времени – по крайней мере для последних 0,5–1 млрд лет.

Верхняя часть разреза океанской коры представлена рыхлыми осадками (первый слой). Ниже залегают толеитовые базальты, образующие подушечные и шаровые лавы, потоки, трубы. В нижней части этого второго слоя внедрения даек и силлов субвулканических долеритов. Еще ниже – слой, сложенный преимущественно габброидами. В основании этого слоя части ультраосновные породы, а иногда амфиболиты и зеленые сланцы (для разлома Элтанин в Тихом океане).

Четвертый слой состоит из ультраосновных пород нередко с метаморфическими включениями (амфиболиты и др.). Серпентиниты обладают очень высокой пластичностью, и поэтому серпентинитовые прорези (диапирсы) встречаются в областях с активной тектоникой и на более высоких горизонтах разреза. Этот разрез океанской коры оказался сходным в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, а также с оphiолитовым комплексом Колмана.

Детальное изучение донных осадков разнообразными методами позволило установить здесь уникальную геологическую формацию. Ее образование связано с особой тектонической обстановкой разломов, составом пород, обнажающихся на их склонах, особым ходом осадочного процесса.

Для поднятий по бортам склонов ущелий характерно отсутствие осадочных отложений, а на бортах крутых ( $20\text{--}30^\circ$ ) склонов осадки встречаются лишь на отдельных уступах (карманы).

Внешне донные осадки со дна ущелий мало чем отличаются от пелагических осадков за их пределами. Это характерные для соответствующих климатических зон Индийского океана кремнисто-карбонатные (в экваториальной зоне, где расположен разлом Вима) и чисто карбонатные (в аридных зонах, где находятся разломы Арго и Мария Целеста) осадки. Однако если удалить этот маскирующий биогенный материал, то в составе обломочной и пелитовой абиогенной частей устанавливаются уникальные особенности.

Первая из них состоит в том, что весь обломочный материал – от самого крупного до тонкодисперсного – практически не содержит самых распространенных в океанских осадках минералов: кварца, К-полевых шпатов, иллита, а в тяжелой фракции циркона. В составе песчано-алевритовой фракции ущелий разломов господствуют минералы ультраосновных пород: серпентин (до 50%), хризотил-асбест (до 10%), оливин. Значительно меньше вклад парагенеза минералов базальтов: основных плагиоклазов, базальтового стекла из основной массы, обломков основной массы базальтов (литты), пироксенов. Эти два парагенеза минералов, отвечающие ультраосновным и основным породам, в разных местах ущелий встречаются в разных соотношениях, но чаще всего на долю минералов базальтового комплекса приходится около 20%, а минералов ультраосновного – около 80% от песчано-алевритовой фракции. Это местный материал, продукты разрушения пород склонов.

Вторая замечательная особенность выявляется при изучении состава пелитовой фракции, которая была исследована детально. Здесь также преобладают тонкодисперсные минералы, связанные с подводным выветриванием, тектоническим перетиранием и механическим разрушением пород склонов. Примесь минералов пелагического фона, господствующего на дне за пределами ущелий, незначительна. Это небольшие количества тонкодисперсного кварца, полевых шпатов и др. Главная же часть тонкодисперсных минералов связана с породами второго и третьего слоев океанской коры, в основном с ультраосновными породами. Господствуют серпентиновые минералы, хлорит, монтмориллонит, и полностью отсутствуют наиболее распространенные в океане тонкодисперсные минералы, иллит и реже встречающийся, но типичный для трещин каолинит. Третья примечательная особенность – обнаружение тонкодисперсных минералов, связанных с гидротермальной деятельностью с температурой гидротерм от 30° (Fe-монтмориллонит, или нонtronит), арагонит, а также хлорит и актинолит, отвечающие, по З.Н. Горбуновой, температурам около 300° С. Поступление гидротермального материала в ущелья подтверждается и данными геохимических исследований. Этот вклад продуктов гидротермальной деятельности для ущелья Вима и Арго оценивается менее 10%, а для ущелья Мария Целеста местами достигает 10–30%.

Четвертая особенность связана со специфическими текстурами. Здесь обычны текстуры разнообразных гравититов, в том числе серпентиновых олистостром, которые, видимо, сползли со склона, где обнажаются серпентинитовые прорези.

В осадках дна ущелий нередко встречаются и грубые обломки, скатившиеся вниз по склонам. В разрезе осадков видно, что деятельность гравититов всех видов то развивается, то затухает, временами сменяется этапами нормальной седиментации биогенного материала. Это, видимо, определяется изменениями тектонической подвижности склонов во времени.

Особенности минерального состава отложений, преобладающее значение в сложении их abiогенной части эдафогенного материала ультраосновных пород склонов предопределяют и геохимическую их специфику – пятую особенность отложений этой формации. Для исходных эдафогенных пород – серпентинитов – типично низкое содержание кремнезема, титана, алюминия и высокое содержание железа и особенно магния. Элементами-

индикаторами ультраосновных пород являются никель и хром. Геохимические исследования осадков со дна ущелья показали, что содержания этих элементов (особенно магния) повышены сравнительно как с базальтами, так и с пелагическими осадками за пределами ущелий. Это особенно заметно при использовании не процентных содержаний, а модульных отношений окислов к алюминию.

Не входя в подробности, которые могут быть почерпнуты из соответствующего раздела монографии, можно сказать, что примесь эдафогенного вещества создает особый геохимический облик осадка ущелий трансформных разломов, который становится особенно выразительным, если убрать разбавляющее влияние биогенной составляющей.

Геохимические показатели позволяют установить и заметный вклад продуктов гидротермальной деятельности, особенно поступление Fe и Mn, что вскрывается при использовании модульного метода. По данным геохимии, больше всего вклад эндогенных металлов в осадках самого южного из ущелий — Мария Целеста, где он оценивается в 5–30%. В этом ущелье при более детальных исследованиях в будущем, возможно, удастся найти более концентрированные, а не рассеянные проявления на основе установленных аномалий. Минералогический анализ тонкодисперсных минералов предполагает температуры этих гидротерм до +300° С, т. е. здесь можно ожидать выходов сульфидов, сходных с изученными на Восточно-Тихоокеанском поднятии.

Отличие в составе рудных образований может быть обусловлено тем, что по существующим представлениям главная часть элементов гидротерм рифтовых зон Тихого океана выщелачивается из базальтов, в пределах же ущелий трансформных разломов, как отмечалось, вклад базальтов невелик. В трансформных разломах есть основания ожидать появления особой ассоциации рудных минералов, связанных с породами третьего и четвертого слоев.

Мощность осадочных отложений в разломах, по данным сейсмических исследований, составляет от 0,3–0,4 км в разломе Вима до 0,6–0,7 км в разломе Аурго. Скорости седimentации для четвертичных осадков разлома Вима, как было определено в рейсе методами радиохронологии и биостратиграфии, от 4 до 30 Б, в разломе Аурго — 4–14 Б, а в самом южном разломе Мария Целеста — 1,4–4,5 Б. Закономерное уменьшение средней скорости седimentации в разломах определяется переходом от условий экваториальной зоны с высокими скоростями седimentации (разлом Вима) к переходной области (разлом Аурго) и далее в южную аридную с минимальными скоростями (разлом Мария Целеста). Связь с зональностью определяется поступлением значительных количеств биогенного материала (кремнистого и карбонатного — в экваториальной зоне и карбонатного — в аридной). Этот материал перераспределяется в ущелье и к нему добавляется около 20–30% эдафогенного материала.

Если принять среднюю скорость седimentации в разломе Вима 15 Б, то при средней мощности 0,4 км время накопления осадочной толщи составит около 27 млн лет, а в разломе Аурго при средней скорости 10 Б и мощности 0,6 км — до 60 млн лет.

Формация ущелий трансформных разломов характеризуется уникальным составом осадочных отложений, специфическим минеральным и хи-

мическим составом, текстурно-структурными и другими особенностями, которые описаны в соответствующих разделах.

Важное значение геологических работ, проведенных в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев", состоит в том, что они позволили изучить и закартировать гигантские разрезы океанской коры, сложные и необычные осадочные образования формации ущелий трансформных разломов, установить поступление в эти разломы гидротермального материала, их обогащение многими металлами.

Нельзя сказать, что после экспедиции проблемы происхождения и развития трансформных ущелий в Индийском океане полностью решены. Наоборот, в ходе исследований выяснились многие новые и пока неясные вопросы, которые могут быть решены только при более детальных исследованиях с помощью обитаемых подводных аппаратов. Хотелось бы, чтобы геологическая основа, созданная в рейсе, послужила бы материалом для более рационального исследования ущелий в будущих экспедициях. Особый интерес представляют поиски выходов подводных гидротерм и связанных с ними рудопроявлений, а также обследование склонов разломов, в которых могут быть скопления рудных минералов, связанных с гидротермальной деятельностью прошлого.

## ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И. Некоторые черты докамерной дифференциации базальтовой магмы: На примере Сибирских траппов // Геология и геофизика. 1972. № 1. С. 43–52.

Аренс Л.Х. Важные значения редких щелочных металлов для понимания происхождения изверженных пород // Геохимия редких элементов в связи с проблемой петrogenезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 56–63.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука. 1976. 266 с.

Бараш М.С., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б., Мухина В.В. Стратиграфия четвертичных отложений океанов // Четвертичная геология и геоморфология: Докл. 27-го Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984, Т. 3. С. 36–48.

Безруков П.Л. Исследования "Витязя" по Международной программе Индоокеанской экспедиции // Вестн. АН СССР. 1963. № 8. С. 97–100.

Белевцев Р.Я., Говоров Н.Н., Качанов Н.Н. и др. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1979. 66 с. (Препр.).

Белевцев Р.Я., Говоров Н.Н., Савельева Г.Н. и др. Петрография кристаллических пород Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта // Геол. журн., 1980. Т. 40, № 2. С. 23–33.

Белоусов И.М., Канаев В.Ф., Марова Н.А. Рельеф дна северной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155, № 5. С. 1174–1177.

Беляева Н.В. Распределение и численность диатомей рода *Ethmodiscus* Cast. в планктоне и в осадках Тихого океана // Океанология. 1968. Т. 8, вып. 1. С. 102–110.

Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. 368 с.

Борисевич Д.В. История развития рельефа материков – фрагментов Гондваны. М.: Наука, 1985. 117 с.

Виноградов А.П. Распространенность химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 641–664.

Виноградов А.П., Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 10. С. 3–28.

Гаст П.В. Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов // Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975. С. 201.

Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Наука, 1976. 379 с.

Геолого-геофизический атлас Индийского океана / Гл. редактор Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1975. 151 с.

Геофизика океана / Отв. ред. Ю.П. Непрочнов. М.: Наука, 1979. Т. 1. 470 с.

Глубинные разломы океанского dna / Отв. ред. Ю.П. Непрочнов. М.: Наука, 1984. 222 с.

Горбунова З.Н. Высокодисперсные минералы в поверхностном слое осадков восточной части Тихого океана // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 261–269.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983.

Гордеев В.В. Формы металлов в конкрециях и вмещающих осадках // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 211–238.

Гракова И.В., Купцов В.М. Радиоуглеродное датирование океанических

осадков в судовых условиях // Океанология, 1978. Т. 18, вып. 5. С. 945–949.

Данные по рельефу дна, полученные в 1-м и во 2-м антарктических рейсах д/э "Обь": Альбомы профилей дна. МГГ. М., 1963. С. 281–561.

Демина Л.В. Формы миграции тяжелых металлов в океане. М.: Наука, 1982. 120 с.

Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. Дис. ... д-ра геол. -минерал. наук. М., 1973. 45 с.

Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.

Дубинин Е.Н. Геофизические поля трансформных разломов: Автореф. дис. канд. геол. -минерал. наук. М., 1979. 24 с.

Живаго А.В. Геоморфология и тектоника дна Южного океана (с приложением цветных карт) // Результаты МГГ. М.: Наука, 1965. С. 148–158.

Живаго А.В. Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 8–47.

Живаго А.В. Морфоструктура разлома Хизена в южной части Тихого океана // Докл. АН СССР, 1983. Т. 273, № 2. С. 407–411.

Жузе А.П., Петелин В.П., Удинцев Г.Б. К вопросу о происхождении диатомовых илов с Ethmodiscus geh (Wall.) Nendey // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127, № 6. С. 1301–1304.

Жузе А.П., Козлова О.Г., Мухина В.В. Видовой состав и зональное распределение диатомей в поверхностном слое осадков Тихого океана // Докл. АН СССР. 1967. Т. 172, № 5. С. 1183–1186.

Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г. Диатомеи и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 7–77.

Жузе А.П., Мухина В.В. Зона *Mesocene elliptica* Etr. в плейстоценовых осадках Тихого океана // Океанология. 1973. Т. 13, вып. 3. С. 467–475.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моральев В.П. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Наука, 1976. 231 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хантайширский оphiолитовый комплекс Западной Монголии и проблема оphiолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19–43.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979.

Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сороктин О.Г. Тектоника Красногорского разлома в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981. № 2. С. 3–23.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана / Отв. ред. А.П. Виноградов, Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1972. Т. 1. 210 с.; Т. 2. 250 с.; 1974. Т. 3. 231 с.

Казарина Г.Х. Диатомеи в верхнемиоценовых–плейстоценовых осадках восточной части тропической области Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 5–18.

Казьмин В.Г. О двух типах раскола континентов // Геотектоника. 1984. № 2. С. 23–36.

Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 265 с.

Канаев В.Ф., Марова Н.А. Батиметрическая карта северной части Индийского океана // Результаты МГГ. М., 1965. С. 157–162.

Канаев В.Ф., Михайлов О.В. Новые данные о рельефе рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 6. С. 1363–1367.

Канаев В.Ф., Нейман В.Г., Парин Н.В. Индийский океан. М., 1975. С. 284.

Кашинцев Г.Л., Фрих-Хард И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология. 1978. Т. 18, вып. 1. С. 64–69.

Кашинцев Г.Л., Жданов В.В. Амфиболитовые сланцы разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28–37.

Кашинцев Г.Л., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И. Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса // Геотектоника. 1982. № 6. С. 112–123.

Коган Л.И., Зоненшайн Л.П. Строение трансформных разломов центральной Атлантики по результатам ГСП-МОВ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, № 2. С. 15–29.

Коган Л.И., Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д. Результаты комплексных исследований трансформного разлома Романш // Геолого-географические исследования зоны предокеана. М.: Наука, 1980. С. 140–160.

Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Сороктин О.Г. Особенности тектонического строения глубинных разломов (по материалам ГСП-МОВ) // Геотектоника. 1985, № 2. С. 104–119.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Коваленко В.И., Антипов В.С., Рябчиков И.Д., Ярошенко С.К. Вариации коэффициентов распределения Fe и Ni в магматических породах // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 74–92.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Эмбриональная континентализация океанической коры // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океанов. Л.: Недра, 1980. С. 48–55.

Крашенинников В.А., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б., Мухина В.В., Ушакова М.Г. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского хребта в Галапагосской спрединговой зоне по планктонным микроорганизмам // Вопр. микропалеонтологии. М.: Наука, 1983. Т. 26. С. 94–194.

Кримберг И.А., Цыханский В.Д. Спектрохимическое определение малых количеств ниобия и тантала в горных породах // Журн. анализ. химии. 1962. Т. 17, вып. 4. С. 466–470.

Кронен Д.С. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1983. 391 с.

Кузнецов Ю.В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976. 279 с.

Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Батырнурзаев А.С. Риолиты Западно-Австралийского хребта (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 4. С. 900–905.

Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Серова В.В., Хворова И.В. О природе хребта Брокен (Индийский океан) // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Наука: Новосибирск, 1984. С. 59–74.

Купцов В.М., Москалев А.С. Комплекс гамма-спектрометрических установок для анализа донных осадков // Океанология. 1980. Т. 20, вып. 3. С. 538–544.

Левитан М.А., Гордеев В.В. Морфология и химический состав железомарганцевых конкреций центральной части Индийского океана // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 5. С. 27–37.

Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1. С. 15–23.

Лисицын А.П. Особенности морских геологических исследований в Антарктике // Тр. инт. океанологии АН СССР. 1959. Т. 35. С. 78–93.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 495 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 390 с.

Лисицын А.П., Живаго А.В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1958. № 2. С. 9–21.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдама И.О. и др. Металлоносные осадки в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 289–379.

Лисицын А.П., Кузьмин М.И., Богданов Ю.А., Хворова И.В., Серова В.В. Геологическое строение трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 6. С. 468–472.

Лисицын А.П., Левитан М.А., Мухина В.В., Ушакова М.Г. Новые находки дочетвертичных отложений в Центральной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 6. С. 1445–1448.

Подоначиков В.Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем // Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР. 1926. № 1. С. 31–52.

Луканин О.А., Кадик А.А. Проблема генезиса океанических толейтов Атлантики: Условия генерации и динамические факторы эволюции магмы // Геохимия. 1983. № 3. С. 382–400.

Лукашин В.Н. Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981.

Лукашин В.Н. Формы элементов в осадках // Биогеохимия океана / Отв. ред. А.П. Лисицын, А.С. Монин. М.: Наука, 1983. С. 312–344.

Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П., Лунарский Г.Н. Непрерывное сейсмическое профилирование // Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1: Геофизика океанского дна. С. 26–36.

Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана / Отв. ред. В.И. Смирнов. М.: Наука, 1979. 280 с.

Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Геохимия металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122–200.

Мировой океан (Батиметрическая карта Мирового океана). М-б 1:10 000 000. М.: ГУНИО МО СССР, 1977.

Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 68–92.

Монин А.С., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. 230 с.

Мурс Э.М., Вайн Д.Дж. Массив Тродос на Кипре и другие оphiолиты как древняя океаническая кора // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Наука, 1973. С. 50–74.

Мухина В.В. Биостратиграфия осадков и некоторые вопросы палеогеографии тропической области Тихого и Индийского океанов // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 52–84.

Непрочнов Ю.П., Ковылин В.М., Ельников И.Н., Рыкунов Л.Н., Зверев С.М. Глубинное сейсмическое зондирование в Индийском океане в совместной экспедиции судов "Академик Курчатов" и "Витязь" // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 4. С. 917–920.

Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н., Ельников И.Н. и др. Строение коры и верхней мантии Аравийско-Индийского хребта и прилегающих областей дна океана по данным глубинного сейсмического зондирования // Исслед. по пробл. рифтовых зон Мирового океана. М.: 1972. Т. 2. С. 44–120.

Нокколдс С.Р., Р. Аллен. Геохимические наблюдения: Геохимия некоторых серий изверженных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 176 с.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 5. С. 5–23.

Плюснин Г.С., Кузьмин М.И., Сандимирова Г.П., Зоненшайн Л.П. Изотопы стронция в породах оphiолитового комплекса хребта Хан-Таймирхе (Западная Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 36–49.

Розанова Т.В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 174–195.

Розанова Т.В., Дриц В.А., Дмитрик А.Л. Гидротермальная пироксен-

амфибол-асбестовая порода из впадины Хесса // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 3–17.

Свальнов В.Н. Этмодискусовые илы восточной части Индийского океана // Океанология, 1974. Т. 14, вып. 5. С. 859–863.

Свальнов В.Н., Димитров П.С., Мухина В.В., Ушакова М.Г. Некоторые черты осадконакопления северной приэкваториальной зоны Тихого океана // Океанология. София: БАН, 1984. № 2. С. 86–99.

Скорнякова Н.С., Базилевская Е.С., Гордеев В.В. Некоторые вопросы минералогии и геохимии железо-марганцевых конкреций Тихого океана // Геохимия. 1975. № 7. С. 1064–1076.

Смирнова Е.В., Конусова В.В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в эндогенных процессах // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1981. С. 3–31.

Соколов С.Д. Верхнемеловая серпентинитовая олистостромовая толща восточной части Сарыбабинского синклиниория (Малый Кавказ) // Бол. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 5. С. 95–104.

Соловьева И.А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 1981. № 6. С. 15–31.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.

Ставров О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 214 с.

Сущевская Н.М. Первичный расплав океанических толеитов и вариации состава базальтов второго сейсмического слоя Атлантического океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ, 1982. 25 с.

Удинцев Г.Б. Новые данные о строении дна Индийского океана // Океанология. 1965. Т. 5, вып. 6. С. 993–998.

Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Гапоненко Г.И. Гравиметрическое поле и рельеф дна океанов. М.: Недра, 1979. 295 с.

Ушакова М.Г. Кокколиты во взвеси и в поверхностном слое осадков Тихого и Индийского океанов // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 119–127.

Ушакова М.Г. Биостратиграфическая зональность карбонатного нанопланктона в поверхностном слое осадков Тихо-

го, Атлантического и Индийского океанов // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 106–117.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Фор Г., Паузелл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 213 с.

Хальбах П., Путенанс Д. Богатые карбонатом железо-марганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана. Состав и образование // Геология Мирового океана: Докл. 27-го Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. С. 27–39.

Цветков А.А., Карпухин В.Е., Савельева Г.Н., Суханов М.К. Магматические породы разлома Мария Целеста (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1981.

Шейнманн Ю.М., Лути Б.Г. Вещественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа // Геотектоника, 1974, № 4, С. 74–92.

Arcyana. Transform fault and rift valley from bathyscaphe and diving sousser // Science. 1975. Vol. 190, N 4210. P. 108–111.

Barrett T.J., Fridrichsen H., Fleet A.J. Elemental and stable isotopic composition of some metalliferous and pelagic sediments from the Galapagos mounds area. Deep-Sea Drilling Project. Leg 70 // Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1983. Vol. 70. P. 315–323.

Barron J.A., Keller J. Paleotemperature oscillations in the Middle and Late Miocene of the Northeastern Pacific // Micropaleontology. 1983. Vol. 29. N 2. P. 150–181.

Bischoff J.L., Rosenbauer R.J. Recent metalliferous sediments in the North Pacific Manganese Nodule area // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 33. P. 379–388.

Bischoff J.L., Ross G., Leinen M. Geochemistry of deep-sea sediments from the Pacific manganese nodules province: domes A, B and C // Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province / Ed. J.L. Bischoff, D.Z. Piper. L.: Plenum press, 1979. N 4. P. 397–436.

Bolli H.M., Saunders J.B. Introduction to stratigraphy and paleontology // Indian Ocean geology and biostratigraphy: Studies following Deep-Sea Drilling. Leg 22–29. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1977. P. 311–324.

Bonatti E. Serpentinite protrusion in the oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 32. P. 107–118.

Bonatti E. Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // Ibid. 1977. Vol. 35, N 3. P. 369–383.

Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's crust in the equatorial Atlantic // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 4104–4218.

Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. Equatorial Mid-Atlantic Ridge: petrologic and Sr-isotopic evidence for an alpine-type rock assemblage // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. P. 247–256.

Bonatti E., Honnorez J., Gartner S., jun. Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic ridge // Sediment. Petrol. 1973. Vol. 43, N 3. P. 728–735.

Böstrom K., Peterson M.N.A. The origin of aluminium-poor ferromanganese sediments in areas of light heat flow on the East Pacific Rise // Mar. Geol. 1969. Vol. 7, N 5. P. 427–447.

Bukry D. Phytoplankton stratigraphy, offshore East Afric. DSDP. Leg 25 // Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1974.

Bukry D. Coccolith zonation of cores from the Western Indian Ocean and the gulf of Aden, DSDP Leg 24 // Ibid. P. 995–996.

Bukry D. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils // Micropaleontology. 1978. Vol. 24, N 1. P. 73–96.

Burckle L.H. Late Cenozoic planktonic diatom zones from the Eastern Equatorial Pacific // Nova hedw. 1972. Bd. 39. S. 217–246.

Burckle L.H. Pliocene and Pleistocene diatom datum levels from the equatorial Pacific // Quatern. Geol. 1977. Vol. 7. P. 330–340.

Burckle L.H., Opdyke N.D. Late Neogene diatom correlations in the circum Pacific // Proc. first Intern. congr. Pacific Neogene stratigraphy. Tokyo, 1976. Tokyo, 1977. P. 255–284.

Burckle L.N., Hammond S.R., Seyb S.M. A stratigraphically important new diatom from the Pleistocene of the North Pacific // Pacific Sci. 1978. Vol. 32, N 2. P. 209–214.

Coleman R.G., Peterman J.E. Oceanic Plagiogranite // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, N 8. P. 1099–1108.

Davies T.A., Luyendyk B.P., Rodolfo K.C. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1974. Vol. 26. 860 p.

- Detrick R.S., Purdy J.M.* The crustal structure of the Kane fracture zone from seismic refraction studies // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. P. 3759–3777.
- Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of ocean basalts and upper mantle // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1965. Vol. 76, N 7. P. 719–734.
- Engel C.G., Fisher R.L.* Granitic to ultramafic rock. Complexes of the Indian Ocean ridge systems, Western Indian Ocean // *Ibid.* 1975. Vol. 86, N 11. P. 1553–1578.
- Fisher R.L., Sclater J.G., McKenzie D.* Evolution of the Central Indian Ridge, Western Indian Ocean // *Ibid.* 1971. Vol. 82. P. 553–562.
- Fisher R.L., Bunce E.T. et al.* Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1974. Vol. 24. 975 p.
- Francheteau J., Choukroune P., Hekinian R. et al.* Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust // *Canad. J. Earth Sci.* 1976. Vol. 13, N 9. P. 1223–1235.
- Gartner S.* Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // *Mar. Micropaleontol.* 1977. Vol. 2, P. 187–200.
- Gartner S.T., Bukry D.* Morphology and phylogeny of the Coccolithophycean Family Ceratolithaceae // *J. Res. US Geol. Surv.* 1975. Vol. 3, N 4. P. 451–465.
- GEBCO (General bathymetric chart of the oceans). Fifth Ed. Scale 1:10000000. Ottawa (Canada): IHO, Canad. Hydrogr. Serv., 1980.
- Hedge C.E., Fata K., Engel C.G., Fisher R.L.* Rare earth abundances and Rb-Sr systematic of basalts, gabbro, anorthosite and minor granitic rocks from the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 4. P. 373–376.
- Heezen B.C., Nafe J.E.* Vema Trench: Western Indian Ocean // *Deep-Sea Res.* 1964. Vol. 11, N 1. P. 79–84.
- Heezen B.C., Tharp M.* Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and continental drift // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1965. Vol. 258, N 1088. P. 90–106.
- Heezen B.C., Tharp M.* Physiography of the Indian Ocean // *Ibid.* 1966. Vol. 259, N 1099. P. 137–149.
- Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herren E.M. et al.* Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 14. P. 4637–4647.
- Herzen R.P. von, Vacquier V.* Heat flow and magnetic profiles on the Mid-Indian Ocean Ridge // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259. P. 262–270.
- Honnorez J., Bonatti E.* Nepheline gabbro from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1970. Vol. 228, N 5274. P. 862–864.
- Johnson D.A., Nigrini C.* Radiolarian biogeography in surface sediments of the Western Indian Ocean // *Mar. Micropaleontol.* 1980. Vol. 5. P. 111–152.
- Krishnaswami S.* Authigenic transition elements in Pacific pelagic clays // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40. P. 425–434.
- Kristmannsdottir H.* Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100–300°C // 6th. Intern. clay conf. 1978. Vol. 27. P. 359–367.
- Kurnosov V.B., Kholodkevich J.W., Chubarov V.M., Shevchenko A.Ya.* Secondary minerals in basalt from the Costa Rica rift, holes 501 and 504B, DSDP. Leg 68, 69 // Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1982. Vol. 69. P. 573–583.
- La Jabrielle In., Auzende J.-M.* Active in-situ disaggregation of oceanic crust and mantle of Iorringe Bank: analogy with ophiolitic massives // *Nature.* 1982. Vol. 297. P. 490–493.
- Langseth M.G., jun., Herzen R.P. von.* Heat flow through the floor of the world Ocean // *The Sea / Ed. A.E. Maxwell.* N.Y.: Wiley, 1970. Vol. 4, pt 1. P. 299–352.
- Laughton A.S., McKenzie D.P., Sclater J.C.* The structure and evolution of the Indian Ocean // 24th Intern. geol. congr. 1972. Vol. 8. P. 65–73.
- Le Pishon X., Heirtzler J.P.* Magnetic anomalies in the Indian Ocean and Sea floor spreading // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 2101–2117.
- McIntyre A., Be A.* Modern coccolithophoridæ of the Atlantic Ocean // *Deep-Sea Res.* 1967. Vol. 14. P. 117–121.
- McKenzie D., Sclater J.G.* The evolution of the Indian Ocean. Since the late Cretaceous // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1971. Vol. 24. P. 437–528.
- McMurtry G.M., Jen Hsueh-Wen.* Hydrothermal clay mineral formation of East Pacific Rise and Bauer Basin sediments // *Chem. Geol.* 1981. Vol. 32, N 3/4. P. 189–205.

- Menard H.W., Atwater T.* Origin of fracture zone topography // *Nature*. 1969. Vol. 222, N 5198. P. 1037–1040.
- Menard H.N., Chase T.E.* Fracture zones // *The Sea: New concepts of sea-floor evolution. Pt 1: General observations / Ed. A.E. Maxwell. N.Y.: Wiley, 1970. P. 421–443.*
- Nicolas A., Bondier F., Borchez J.L.* Interpretation of peridotite structures from ophiolitic oceanic environment // *Amer. J. Sci.* 1980. Vol. 280, N 1. P. 192–210.
- Pallister F.S., Johnson C.A.* Semail ophiolite plutonic Snitefield relations, phase variations, cryptic reversion and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, N 84. P. 2593–2644.
- Peng T.H., Broecker W.S., Kipphut, M. Shackleton.* Benthic mixing in deep sea cores as determined by  $^{14}\text{C}$  dating and its implications regarding climate stratigraphy and fate of fossil fuel  $\text{CO}_2$  // *The fate of fossil fuel  $\text{CO}_2$  in the oceans / Ed. N.R. Andersen, M. Hoff. N.Y.: London. Plenum Press. 1977. P. 355–373. (Mar. Sci.; Vol. 6).*
- Peterman L.C., Hedge C.E.* Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82. P. 493–500.
- Prinz M., Keil K., Green L.A. et al.* Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zones // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4087–4103.
- Roth P.H.* Calcareous nannofossils from the Northoeastern Indian Ocean. Leg. 24// Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1974. Vol. 24. P. 969–994.
- Roth P.H., Berger W.* Distribution and dissolution of coccoliths in the South and Central Pacific // *Dissolution of deep-sea carbonates. 1975. (Cushman Found. Spec. Publ.; N 3).*
- Sancetta C.* Biostratigraphic and paleoceanographic events in the Eastern Equatorial Pacific: Results of Deep-Sea Drilling Project. Leg 69// *Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1983. Vol. 69, P. 311–320.*
- Schmit Z.W., Singer A., Backer H., Stoffer P.* Hydrothermal serpentine in Hess deep sediment core // *Mar. Geol.* 1982. Vol. 46, N 1/2. P. 17–26.
- Schrader H.J.* Cenozoic marine planktonic diatom stratigraphy of the tropical Indian Ocean // *Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. Print. Off., 1974. Vol. 24. P. 887–967.*
- Slater J.G., Anderson R.N., Bell M.L.* Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 32. P. 7888–7915.
- Slater J.G., Abbott D., Thide J.* Paleobathymetry and sediments of the Indian Ocean // *Indian Ocean geology and biostratigraphy: Studies following Deep-Sea Drilling. Leg 22–29. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1977. P. 25–60.*
- Slater J.G., Fisher R.* Evolution of the East-Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Nine-tieeast Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85. P. 683–702.
- Slater J.G., Heitzler J.R.* An introduction to Deep-Sea Drilling in the Indian Ocean // *Indian Ocean geology and biostratigraphy: Studies following Deep-Sea Drilling. Leg. 22–29. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1977. P. 1–24.*
- Slater J.G., Patriat P.* Eocene to recent development of the South-West Indian ridge, a consequence of the evolution of the Indian Ocean triple junction // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1981. Vol. 64, N 3. P. 587–604.
- Shido F., Miyashiro A., Ewing M.* Crystallization of abyssal tholeiites // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1971. Vol. 31, N 2. P. 251–266.
- Stover C.W.* Seismicity of the Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1966. Vol. 71, N 10. P. 2575–2581.
- Tapscott C.R., Patriat P., Fisher R.L. et al.* The Indian Ocean triple junction // *Ibid.* 1980. Vol. 85, N B9. P. 4723–4739.
- Udias A., Loser A., Mezcuia J.* Seismotectonics of the Azores-Alboran region // *Tectonophysics.* 1976. Vol. 31. P. 259–289.
- Uschakova M.G.* Coccolithus in suspension and in the surface layer of sediment in the Pacific Ocean // *The micropaleontology of ocean. Cambridge, 1970. P. 245–251.*
- Vandok L.*  $\text{O}^{18}$  Record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene epoch // *Investigations of late quaternary paleoceanography and paleoclimatology. 1976. P. 147–163. (Geol. Soc. Amer. Mem.; Vol. 145).*
- Veevers J.J., Johnos D.A., Talent M.* Models of the evolution of the Eastern Indian Ocean // *Indian Ocean geology and bio-*

stratigraphy: Studies following Deep-Sea Drilling. Leg 22-29. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1977. P. 151-163.

*Wedepohl K.H.* Tholeiite basalts from spreading ocean ridges, the growth of oceanic crust//*Naturwissenschaften*. 1981. Bd. 68, N 3. S. 110-119.

*Whittaver E.J., Zussman J.* Characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction//*Miner. Mag.* 1956. Vol. 31. P. 107-126.

*Wicks F.J., Whittaver E.J.* A reapprai-

sca of the structures of the serpentine minerals//*Canad. Miner.* 1975. Vol. 13. P. 227-243.

*Wilson G.T.* A new class of faults and their bearing of continental drift//*Nature*. 1965. N 4995. P. 343-347.

*Zielinski R.H., Lipman P. W.* Trace element variations at Summer Coon volcano, San Juan Mountains, Colorado and the origin of continental-interior andesite//*Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87, N 10. P. 1477-1485.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение (А.П. Лисицын)</b> . . . . .	3
<b>ЧАСТЬ I</b>	
<b>НОВЫЕ МЕТОДЫ МОРСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ УЩЕЛИЙ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ (А.П. Лисицын)</b> . . . . .	13
Метод прицельной геологии, или метод противодрейфового промера . . . . .	20
Метод эдафогенных реконструкций . . . . .	29
<b>ЧАСТЬ II</b>	
<b>ТЕКТОНИКА И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ</b> . . . . .	36
<i>Глава 1</i>	
Трансформные разломы (Л.П. Зоненшайн, Л.И. Коган) . . . . .	36
<i>Глава 2</i>	
Геоморфология и тектоника крупных разломов южной части Аравийско-Индийского хребта (А.В. Живаго) . . . . .	53
Методика исследований, приборы	54
Изученность региона . . . . .	56
Морфоструктура разломов Аравийско-Индийского хребта	58
Зона разлома Вима . . . . .	59
Зона разлома Арго . . . . .	64
Зона разлома Мария Целеста . . . . .	70
Общая структурно-тектоническая характеристика Аравийско-Индийского хребта в зонах трансформных разломов . . . . .	72
Процессы дезинтеграции пород в разломах . . . . .	78
<b>ЧАСТЬ III</b>	
<b>РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМОВ</b> . . . . .	80
<i>Глава 1</i>	
Разлом Вима . . . . .	82
Результаты непрерывного сейсмического профилирования (В.Е. Милановский) . . . . .	85

Магматические породы ( <i>М.И. Кузьмин, Ю.А. Богданов</i> ) . . . . .	88
Осадочный покров ( <i>Ю.А. Богданов, В.В. Серова, И.В. Хворова, Э.С. Тримонис, М.А. Левитан</i> ) . . . . .	92
Стратиграфия и абсолютный возраст осадков . . . . .	99
Методика изотопной геохронологии ( <i>В.М. Купцов, А.М. Палкина</i> ) . . . . .	99
Изотопная геохронология осадков ( <i>В.М. Купцов, А.М. Палкина</i> ) . . . . .	103
Диатомей и силикофлагелляты в осадках ( <i>В.В. Мухина</i> ) . . . . .	105
Известковый нанопланктон в осадках ( <i>М.Г. Ушакова</i> ) . . . . .	110
Выводы ( <i>В.М. Купцов, В.В. Мухина, А.М. Палкина, В.М. Слободянник, М.Г. Ушакова</i> ) . . . . .	117
Высокодисперсные минералы ( <i>З.Н. Горбунова</i> ) . . . . .	119
Геохимия осадков ( <i>В.В. Гордеев</i> ) . . . . .	123
Строение разломного ущелья Вима ( <i>Ю.А. Богданов, М.И. Кузьмин, А.П. Лисицын</i> ) . . . . .	133

## Глава 2

Разлом Арго . . . . .	135
Результаты НСП ( <i>В.Е. Милановский</i> ) . . . . .	139
Магматические породы ( <i>М.И. Кузьмин, Ю.А. Богданов</i> ) . . . . .	142
Осадочный покров ( <i>Ю.А. Богданов, И.В. Хворова, Э.С. Тримонис, В.В. Серова, М.А. Левитан</i> ) . . . . .	143
Стратиграфия и абсолютный возраст осадков . . . . .	148
Изотопная геохронология ( <i>В.М. Купцов, А.М. Палкина</i> ) . . . . .	148
Диатомей в осадках ( <i>В.В. Мухина</i> ) . . . . .	150
Известковый нанопланктон в осадках ( <i>М.Г. Ушакова</i> ) . . . . .	151
Выводы ( <i>В.М. Купцов, В.В. Мухина, М.Г. Ушакова, А.М. Палкина, В.М. Слободянник</i> ) . . . . .	157
Высокодисперсные минералы ( <i>З.Н. Горбунова</i> ) . . . . .	157
Геохимия осадков ( <i>В.В. Гордеев</i> ) . . . . .	159
Строение разломного ущелья Арго ( <i>М.И. Кузьмин, Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын</i> ) . . . . .	167

## Глава 3

Разлом Мария Целеста . . . . .	168
Магматические породы ( <i>М.И. Кузьмин, Ю.А. Богданов</i> ) . . . . .	173
Осадочный покров ( <i>И.В. Хворова, Ю.А. Богданов, В.В. Серова, М.А. Левитан, Э.С. Тримонис</i> ) . . . . .	175
Стратиграфия и абсолютный возраст осадков . . . . .	182
Изотопная геохронология ( <i>В.М. Купцов, А.М. Палкина</i> ) . . . . .	182
Диатомей в осадках ( <i>В.В. Мухина</i> ) . . . . .	183
Известковый нанопланктон в осадках ( <i>М.Г. Ушакова</i> ) . . . . .	184
Выводы ( <i>В.М. Купцов, В.В. Мухина, В.М. Слободянник, А.М. Палкина, М.Г. Ушакова</i> ) . . . . .	185
Высокодисперсные минералы ( <i>З.Н. Горбунова</i> ) . . . . .	189
Геохимия осадков ( <i>В.В. Гордеев</i> ) . . . . .	190
Строение разломного ущелья Мария Целеста ( <i>М.И. Кузьмин, Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын</i> ) . . . . .	196

## *Глава 4*

Общие закономерности строения зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта (А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, М.И. Кузьмин) . . . . .	197
Особенности вещественного состава магматических пород зон трансформных разломов . . . . .	198
Осадкообразование и специфика осадочных образований активных частей трансформных разломов . . . . .	223
<b>Заключение (А.П. Лисицын)</b> . . . . .	228
<b>Литература</b> . . . . .	235

**ТРАНСФОРМНЫЕ  
РАЗЛОМЫ  
ИНДИЙСКОГО  
ОКЕАНА**

*Утверждено к печати  
Институтом океанологии  
им. П.П.Ширшова  
Академии наук СССР*

Редактор издательства *Л.Г.Васютинская*  
Художник *М.А.Блох*

Художественный редактор *Л.В.Кабатова*

Технический редактор *В.В.Лебедева*

Корректор *Т.И.Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатывающих автоматах

ИБ № 355 35

Подписано к печати 11.10.86. Т - 155 63  
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печл. 15,5. Усл.кр.-отт. 15,8  
Уч.-изд.л. 18,6. Тираж 600 экз. Тип. зак. 909  
Цена 2 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

Антарктика. Вып. 26. 20 л. 3 р.

В очередном сборнике помещены статьи, содержащие результаты метеорологических наблюдений в Южном полушарии, геологических исследований в Восточной Антарктике и бассейнах морей Уэдделла и Росса. В ряде статей рассматриваются состав и строение материкового льда, процессы его деформации, а также термомеханические свойства айсбергов. Освещаются результаты биологических и медицинских исследований.

Для геологов, широкого круга специалистов, занимающихся изучением Антарктики.

Селивристов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. 10 л. 1 р. 50 к.

На примере изучения вулканических центров запада Тихого океана обоснованы критерии диагностики и корреляции по данным непрерывного сейсмоакустического зондирования неизменных вулканических покровов, слагающих поверхность дна или погребенных осадками зон фациального замещения вулканических пород осадочными. Для Курило-Камчатской дуги и зоны ее сочленения с Алеутской дугой приведены сведения о положении и морфоструктурной выраженности сейсмически активных зон разрывных нарушений, дана оценка масштабов подводной эрозии.

Для вулканологов, геологов, геофизиков.

Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулканоструктур. 14 л. 2 р. 10 к.

В книге освещаются закономерности долговременного развития вулканического процесса, место и роль в нем вулкано-тектонического образования структур. На основе широкого комплекса геологических, петрографических, петрохимических и микрозондовых минералогических данных обсуждается происхождение дифференцированной серии изверженных пород с признаками толеитовых и известково-щелочных и взаимосвязь их вулканических и плутонических фаций.

Для вулканологов, геологов, геохимиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ  
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ  
МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой"

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7  
117192 Москва, Мицуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига"  
с указанием отделов "Книга-почтой"

- |   |  |
|---|--|
| 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова,<br>91/97 ("Книга-почтой")           | 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72<br>("Книга-почтой")         |
| 370005 Баку, ул. Коммунистическая,<br>51 ("Книга-почтой")           | 103009 Москва, ул. Горького, 19-а                            |
| 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4                                 | 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7                            |
| 690088 Владивосток, Океанский пр-т,<br>140 ("Книга-почтой")         | 630076 Новосибирск, Красный пр-т,<br>51                      |
| 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина,<br>24 ("Книга-почтой")        | 630090 Новосибирск, Морской пр-т,<br>22 ("Книга-почтой")     |
| 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95<br>("Книга-почтой")                 | 142284 Протвино, Московской обл.,<br>ул. Победы, 8           |
| 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31                                     | 142292 Пущино, Московской обл.,<br>МР, "В", 1                |
| 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289<br>("Книга-почтой")             | 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой") |
| 420043 Казань, ул. Достоевского, 53<br>("Книга-почтой")             | 700000 Ташкент, ул. Ю.Фучика, 1                              |
| 252030 Киев, ул. Ленина, 42   | 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73                               |
| 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79                                   | 700070 Ташкент, ул. Ш.Руставели, 43                          |
| 252030 Киев, ул. Пирогова, 2  | 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга-почтой")       |
| 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148<br>("Книга-почтой")                | 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18                           |
| 343900 Краматорск, Донецкой обл.,<br>ул. Марата, 1 ("Книга-почтой") | 634050 Томск, Академический<br>пр-т, 5                       |
| 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84                                    | 450059 Уфа, ул. Р.Зорге, 10 ("Книга-<br>почтой")             |
| 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2<br>("Книга-почтой")                 | 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49                         |
| 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57                                 | 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского,<br>42 ("Книга-почтой")  |
| 199164 Ленинград, Таможенный<br>пер., 2                             | 310078 Харьков, ул. Чернышевского,<br>87 ("Книга-почтой")    |
| 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16                                  |  |

4696

# ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Трансформные разломы Индийского океана. 20 л.

Настоящая монография входит в цикл исследований по подводному вулканизму и гидротермальной деятельности на дне океана, которые более 10 лет проводятся по единой программе и методике в Институте океанологии АН СССР. В работе использованы материалы 25-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" в Индийском океане. На основе новых методов морских геологических работ, примененных в этом рейсе, получен богатый материал о разломных зонах океана. В монографии изложены современные представления о трансформных разломах в области океанской коры и дано детальное описание геологического строения трех трансформных разломов — Вима, Арго и Мария Целеста, включая данные по геоморфологии и тектонике, непрерывному сейсмическому профилированию, коренным породам, литологии, стратиграфии, минералогии и геохимии осадочного покрова.