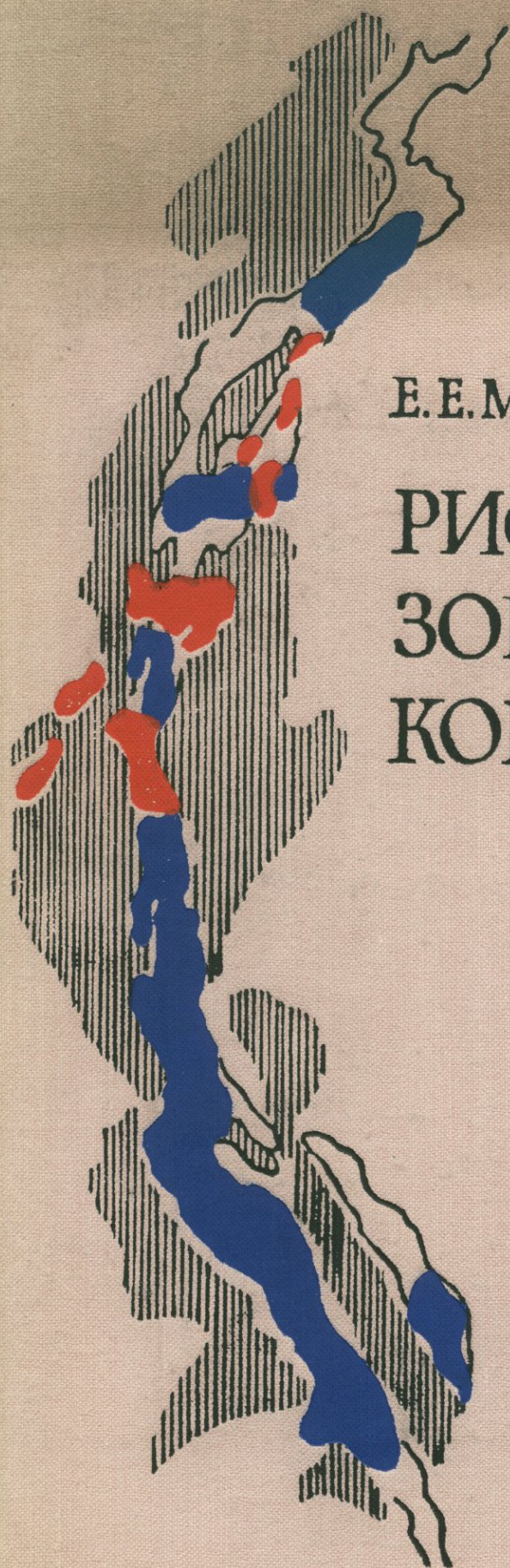




Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

РИФТОВЫЕ
ЗОНЫ
КОНТИНЕНТОВ

1531

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ КОНТИНЕНТОВ



МОСКВА «НЕДРА» 1976



Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов, М., «Недра», 1976, 279 с.

В монографии рассматриваются вопросы геологического строения, магматизма, глубинной структуры и закономерности расположения континентальных и межконтинентальных рифтовых зон, их место в мировой рифтовой системе и роль в геологической истории. Показана ведущая роль рифтогенеза, наряду с геосинклинальным процессом, в тектонической структуре и развитии Земли.

Освещены позднекайнозойские рифтовые зоны и пояса материков (Африкано-Аравийский, Байкальский, Рейнско-Ливийский, Кордильерский) как звенья современной мировой рифтовой системы и рифтовые зоны геологического прошлого. Рассмотрены закономерности развития рифтовых зон и их роль в формировании впадин океанов и эволюции Земли.

В монографии широко использованы результаты личных многолетних исследований автора в рифтовых зонах Африки, Исландии и обширная советская и зарубежная геолого-геофизическая литература.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением тектоники, магматизма, региональной геологии, поисками полезных ископаемых.

Табл. 2, ил. 67 (одна вкладка), список лит. — 309 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга посвящена рассмотрению геологического строения и развития систем крупных грабенов континентов, которые в последнее время стали все чаще называть рифтами или рифтовыми зонами. Первой структурой такого рода, привлечшей интерес естествоиспытателей еще двести лет назад, была впадина оз. Байкал. Академик П. С. Паллас, посетив берега Байкала в 1772 г., пришел к убеждению, что это глубоководное озеро заполняет огромную трещину или щель между раздвинувшимися горами (Паллас, 1788). Побывавший в том же году на Байкале русский академик И. Г. Георги высказал предположение, что котловина озера возникла в результате внезапного большого провала земли между долинами Верхней Ангары и Ангары, сопровождавшегося сильнейшим землетрясением (Georgi, 1775). Этот взгляд разделяли другие исследователи Байкала в конце XVIII и в первой половине XIX в.

В 1825 г. немецкий геолог Круг фон Нидда, посетив Исландию, пришел к выводу, что этот вулканический остров представляет обширный пологий трахитовый свод, средняя часть которого, с активными вулканами и гейзерами, подверглась обрушению.

Дальнейшее развитие представлений о крупных грабенах в 30—40 гг. XIX в. было связано с изучением Верхнерейнской впадины (Pfäfenstiel, 1969). Л. фон Бух, создавший вместе с А. Гумбольдтом известную гипотезу «кратеров поднятия», рассматривал односторонне наклоненные глыбы Шварцвальда и Вогез как краевые части поднятия, центральная часть которого была разорвана и опустилась, образовав долину Рейна. Э. Шварц (1833) установил, что распространенные в Рейнской долине фрагменты триасовых и юрских отложений представляют обрывки тех слоев, которые были высоко подняты в Вогезах и Шварцвальде, а в промежутке между ними разорваны и опущены на разную глубину в виде ряда ступеней. Время этой «катастрофы» он правильно отнес к третичному периоду. Но наиболее стройную концепцию возникновения Рейнского грабена в результате ступенчатого обрушения осевой части Вогезо-Шварцвальдского свода создал через несколько лет выдающийся французский геолог Л. Эли де Бомон совместно с А. Дюфренеу (Elie de Beaumont, 1841)—см. рис. 1. Следует, однако, отметить, что образование грабена он ошибочно отнес к раннему триасу.

Через сто лет после П. С. Палласа и И. Г. Георги к изучению Байкальской впадины приступил известный русский геолог И. Д. Черский. Он пришел к совершенно иным представлениям о ее структуре и происхождении. Обратив внимание на приуроченность котловины озера к области развития метаморфических докембрийских образований (верхняя часть которых в то время ошибочно относилась к силуру), И. Д. Черский связал возникновение Байкальской депрессии с синклинальным изгибом, образовавшимся в процессе складчатости еще в досилурийское время, а ее длительное дальнейшее развитие в палеозое, мезозое и кайнозое рассматривал как «результат медленных и постепенных преобразований, действовавших с тех пор непрерывно до настоящего времени, ежеминутно прибавляя что-либо новое на пути к современным особенностям бассейна» (Черский, 1886, стр. 100). В отличие от господствовавших в конце XVIII — начале XIX в. катастрофических

представлений об образовании Байкальской и Рейнской впадин, И. Д. Черский рассматривал формирование Байкальской котловины в соответствии с актуалистическими идеями Ч. Лайэля как чрезвычайно длительный эволюционный процесс, уходящий корнями в ранний палеозой и преемственно связанный с еще более древними, докембрийскими (лавровскими) деформациями. Следует отметить также, что И. Д. Черский отрицал связь образования Байкала с вулканическими явлениями. Хотя мнение Черского о раннепалеозойском возрасте впадины оказалось ошибочным, идея о древности того структурного плана, который предопределил своеобразие развития Байкальской зоны в течение всего фанерозоя, является рациональным зерном в его концепции. Представления И. Д. Черского о связи происхождения Байкальской впадины с процессами сжатия, сложившиеся под влиянием контракционной гипотезы, оказали заметное воздействие на некоторых последующих исследователей Байкала. Но уже в 1890 г. выдающийся русский геолог В. А. Обручев вернулся к старым представлениям И. Г. Георги о провальной природе Байкальской котловины и стал трактовать ее как молодой грабен. К этому представлению присоединился крупнейший австрийский геолог Э. Зюсс (1901). Еще в 70-х гг. Э. Зюсс ввел в широкий геологический обиход термин грабен, хотя последний уже давно применялся горняками Тюрингии, а с начала XIX в. использовался некоторыми немецкими геологами (Pfannenstiel, 1969).

В 1891 г. Э. Зюсс выдвинул идею о существовании огромной субмеридиональной зоны разломов и грабенов Аравии и Восточной Африки. К этому времени беглыми геологическими наблюдениями была затронута только северная, аравийская часть этой зоны, а в ее южную, африканскую часть, постепенно становившуюся объектом колониальных захватов империалистических государств Европы, проникали лишь первые путешественники. Можно только поражаться гениальной интуиции Зюсса, который по редким, разрозненным штрихам, в основном опираясь на фрагментарные орографические сведения, наметил существование одного из крупнейших «шрамов» в материковой земной коре нашей планеты. Более подробно, с использованием данных, появившихся в последующие годы, Зюсс описал Африкано-Аравийскую зону разломов в своем «Лице Земли» (Suess, 1909). Он полагал, что образование глубоких грабенов, ограниченных вертикальными разломами, не противоречит контракционной гипотезе*.

Два года спустя после публикации первой работы Э. Зюсса о зоне африканских грабенов английский геолог Дж. Грегори пересек и обследовал один из ее элементов — Кенийский грабен и описал его под названием Великая рифтовая долина (Gregory, 1896). С легкой руки Дж. Грегори термины рифтовая долина, рифт, гифтовая зона постепенно приобрели широкое распространение сперва в английской, а в последнее время — и в мировой геологической литературе. Открытие Кенийской рифтовой долины (или, как ее нередко называют, «рифта Грегори») — этого важного звена Восточно-Африканской системы грабенов — явилось блестящим подтверждением справедливости идеи Зюсса, не столько констатирующего, сколько предсказавшего ее существование. Однако, назвав Кенийский грабен «рифтом» (что по-английски означает щель, трещина, начало разобщения или распада), Дж. Грегори внес в проблему генезиса этой впадины и подобных ей структур отличное от зюссовского представление о их возникновении в результате разрыва земной коры, вызванного горизонтальным растяжением (на оси сводового поднятия). Среди разрывов, ограничивающих и рас-

* На уязвимость теоретических представлений Э. Зюсса о происхождении крупных грабенов указывал Б. Виллис (1934).

секающих рифтовые долины, Грегори отводил главную роль наклонным сбросам, а взбросы считал крайне редким исключением.

Таким образом, к концу XIX — началу XX столетия было открыто существование трех крупнейших зон континентальных грабенов или рифтов Земли — Рейнской, Байкальской и Африкано-Аравийской, хотя их общая протяженность, границы и многие особенности строения оставались еще неясными или даже неизвестными. Наметились и три главные взаимопротиворечивые концепции их происхождения, которое связывалось: 1) с выпучиванием и обрушением сводов, 2) с сжатием (контракцией) или 3) с растяжением земной коры.

Исследования, проводившиеся в 20—30 гг. в пределах Африкано-Аравийской системы грабенов, и, в частности, работы Э. Уэйленда в северной части Танганьикской зоны грабенов (Wayland, 1921, 1932 и др.) и Б. Виллиса в Палестине (грабен Мертвого моря) и Восточной Африке (Виллис, 1934; Willis, 1936) привели к формированию рамповой гипотезы, т. е. к представлению о том, что наблюдаемые на поверхности нормальные сбросы, ограничивающие грабены Восточной Африки и Ближнего Востока, являются по существу гравитационными структурами и на глубине трансформируются в крупные взбросы и надвиги. Рамповая гипотеза означала возрождение идей И. Д. Черского о связи крупных грабенов (не «рифтов», а «рампов») с процессом сжатия земной коры. К концепции рампа с интересом и симпатией относились в свое время такие выдающиеся геологи, как А. Холмс в Англии и Н. С. Шатский в Советском Союзе. В 30—40-х годах этой идее отдали дань некоторые советские геологи — исследователи Байкальской зоны. Е. В. Павловский связывал образование Байкальской и подобных ей впадин (в частности, Восточно-Африканских грабенов) с процессом аркогенеза, т. е. крупными сводообразными короблениями земной коры, вызванными общим горизонтальным сжатием и сопровождаемыми развитием продольных разломов взбросо-надвигового типа. Эти процессы в Байкальской области начались в мезозое и продолжались в кайнозое (Павловский, 1948 и др.). Однако, по мере проведения все более детальных и систематических исследований как в Байкальской, так и в Африкано-Аравийской рифтовых системах, обнаружилась необоснованность рамповой гипотезы и она постепенно утратила сторонников; среди исследователей гораздо более детально изученной Рейнской системы грабенов она никогда не пользовалась особой популярностью.

В те же годы, когда возникла и развивалась концепция рампа, получили широкое распространение идеи мобилизма, нашедшие наиболее яркое воплощение в трудах А. Вегенера (1925). С позиции А. Вегенера и его последователей, рифтовые зоны материков и в первую очередь Африкано-Аравийская зона рассматриваются как проявления раздробления зачаточных и ранних стадий разобщения сиалических глыб, связанного с различиями в скорости и направлении их относительного перемещения (скольжения) по симатическому субстрату.

В конце 30—40-х годов широкое распространение и признание получили представления о связи формирования крупных грабенов и целых их систем с длительным развитием обширных сводовых поднятий, сопровождаемых вулканическими извержениями. Подобные идеи получили наиболее полное развитие в работах Г. Клооса (Cloos, 1939 и др.), выразившего их в лаконичной формуле *Hebung—Spaltung—Vulkanismus* (воздымание — растрескивание — вулканизм) и подкрепившего структурный анализ зон больших грабенов (Рейнской, Африкано-Аравийской) данными тектонического моделирования.

Важным шагом в исследовании крупных континентальных грабенообразных структур в 20—30-х гг. было установление того, что не только грабены Аравии и Восточной Африки (о чем писал еще Э. Зюсс), но

также Рейнский и Байкальский являются лишь звеньями в сложно построенных системах грабенов или рифтовых системах протяженностью в несколько тысяч километров, причем эти системы могут включать в себя не только кайнозойские, но и более древние — мезозойские и даже палеозойские элементы. Так, Г. Штилле (1964) выделил в 1925 г. зону грабенов Мьёса — Средиземное море, в состав которой, наряду с кайнозойскими грабенами бассейнов Рейна и Роны, входит палеозойский грабен Осло (в 20-х годах его ошибочно считали девонским). Как показал Ф. Дикси (1959), южную часть Африкано-Аравийской рифтовой системы образуют мезозойские грабены, лишь частично или даже вовсе не подновленные в кайнозое. Работами ряда геологов было установлено, что параллельно Байкальскому грабену простираются во многом сходные с ним узкие приразломные впадины мезозойского возраста.

Наряду с отдельными древними элементами в позднекайнозойских системах грабенов, были отмечены также некоторые целиком древние системы грабенов, например триасовая рифтовая система в Аппалачах, напоминающая современные рифты Восточной Африки (Bain, 1941). Однако в связи с широко распространившимися в 50-х гг. представлениями о своеобразии позднекайнозойского, так называемого неотектонического этапа развития Земли, с которым связана почти повсеместная активизация тектонических движений и образование ряда новых структур земной коры (Н. И. Николаев и др.), укреплялось мнение, что рифтовые зоны преимущественно или почти исключительно формировались в кайнозое и что рифтогенез является одним из процессов, характерных для этого этапа (Белоусов, Шейнманн, 1968).

Большое значение для понимания природы рифтовых зон континентов и их места в общем структурном плане Земли имели широко развернувшиеся в 50—60-х годах геологические и геофизические исследования дна океанов, которые привели к открытию срединных или, правильнее, внутриокеанических хребтов с осевыми продольными рвами, несущих признаки молодых структур растяжения (Б. Хейзен, М. Юинг, Г. Менард и др.). Были подмечены признаки сходства между осевыми депрессиями океанических хребтов, которые также стали называть рифтовыми долинами или рифтами, и зонами крупных грабенов (рифтов) континентов и установлены структурные связи и взаимопереходы между некоторыми из них (между Африкано-Аравийской рифтовой системой и Индо-Аравийским рифтовым хребтом, между системой грабенов и горстов Североамериканских Кордильер и Восточно-Тихоокеанским рифтовым хребтом и пр.).

Таким образом, в 50—60-х годах сложилось представление о мировой рифтовой системе, в которой внутриокеанические хребты с осевыми рифтовыми долинами играют роль осевых стволов, а континентальные рифтовые зоны — роль их окончаний или боковых ответвлений. Вместе с тем, оказалось, что некоторые континентальные рифтовые зоны (например, Байкальская) слепо затухают на обих своих окончаниях и не связаны с рифтовыми зонами океанов.

Установление огромной протяженности (свыше 70 000 км) и площади мировой рифтовой системы (около 15—20% от всей поверхности Земли) и высокой интенсивности протекающих в рифтовых зонах тектонических и магматических процессов заставило ряд исследователей критически пересмотреть укрепившееся мнение о монополярной роли геосинклинальных поясов как главных тектонически активных зон земной коры и заменить его представлениями о существовании двух главных, равноправных по значимости, но антагонистичных по основным тектоническим тенденциям типов активных зон Земли — геосинклинальных и рифтовых (георифтогенальных, по Г. Б. Удинцеву, 1968), которые находятся в динамическом взаимодействии и как бы взаимно «уравновешиваются» на поверхности земного шара (Милановский,

1970; Удинцев, 1968). Если в развитии геосинклинальных областей ведущими, хотя и не единственными тенденциями являются глубокое погружение и, во всяком случае на поздних стадиях развития, горизонтальное сжатие земной коры, запечатленные в мощных разрезах слоистых толщ и их складчато-надвиговых деформациях в областях, завершивших свое геосинклинальное развитие, то основные тенденции в развитии рифтовых областей заключаются в их горизонтальном растяжении большей или меньшей интенсивности, которое на большей части их площади, кроме сравнительно узких грабенов и раздвиговых зон, обычно (хотя и не всегда) сопровождается воздыманием.

Следует отметить, что в последнее время появилась тенденция (например, Л. П. Зоненшайн, 1972 г.) рассматривать принципиально различные типы развития рифтовых и геосинклинальных областей как проявления последовательных стадий развития геосинклинального процесса, начинающегося с «раскрытия» океана с его рифтовой зоной (стадия растекания морского дна и формирования океанической коры) и завершающегося становлением континентальной коры в условиях горизонтального сжатия геосинклинального пояса. Эта интересная идея, однако, весьма дискуссионна.

Установление генетических и структурных связей между океаническими и континентальными рифтовыми зонами усилило интерес к геологическому и геофизическому изучению последних как возможных, относительно небольших, но легче доступных для исследования моделей тех грандиозных тектонических сооружений, которые представляют срединно-океанические хребты. Согласно получившей в недавние годы широкую популярность концепции «новой глобальной тектоники», или «тектоники плит», срединно-океанические рифтовые хребты представляют собой зоны, в пределах которых осуществляется процесс подъема глубинного мантийного материала и его растекания в стороны («спрединг»), протекающий, по крайней мере, с середины мезозоя и приведший к образованию впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов в их современном виде и расхождению в разные стороны обрамляющих их континентальных глыб на несколько тысяч километров.

Сравнительный анализ структуры и развития внутриконтинентальных, а также межконтинентальных рифтовых зон типа Красного моря и Аденского залива, являющихся по своему положению и «зрелости» структурами, промежуточными между рифтовыми зонами континентов и океанов, необходим для формирования обоснованных и разносторонних представлений о строении и генезисе рифтовых зон и их роли в тектоническом развитии Земли.

Количество работ, посвященных проблемам, связанным со строением и развитием рифтовых зон вообще и континентальных в частности, в последнее время быстро растет. Наряду с работами, заключающими новый геологический и геофизический материал и попытки его объективного анализа, появляется также немало публикаций, содержащих подчас остроумные, но слабо подкрепленные фактическими данными умозрительные гипотетические представления. Но пока имеется еще мало обобщающих работ, дающих по возможности разностороннюю и объективную сравнительно-геологическую характеристику рифтовых зон, возникших и развивавшихся в различных тектонических обстановках, — их разреза, структуры, магматизма, глубинного строения и истории формирования — необходимую как основа для разработки проблемы их происхождения.

Попытку создания подобной работы, посвященной проявлениям материкового рифтогенеза, представляет предлагаемая вниманию читателей книга. Содержание ее ограничено рассмотрением строения континентальных и межконтинентальных рифтовых зон, а также о-ва Ислан-

дии — этого единственного крупного наземного участка в системе океанических рифтовых хребтов. Автор основное внимание уделил вопросам геологического строения и развития современных рифтовых зон, их сравнению и попыткам типизации, а петрологические и геофизические вопросы затронуты в книге очень кратко и лишь в той мере, в какой это было необходимо для полноты геологической характеристики рифтовых зон. Сделана также попытка, основываясь на геологических документах, проследить проявления рифтообразования в более древние эпохи и наметить некоторые общие закономерности проявлений рифтогенеза на площади Земли и развития этого процесса в ходе ее истории.

Материалом для предлагаемой книги послужили исследования по проблемам рифтогенеза, проводимые автором начиная с 1966 г., отдельные результаты которых публиковались в серии статей и написанных автором главах коллективных монографий (Милановский, 1969—1975). В частности, использованы данные, полученные советскими комплексами геолого-геофизическими экспедициями под научным руководством члена-корреспондента АН СССР проф. В. В. Белоусова в рифтовых зонах Восточной Африки (1967—1969 г.) и Исландии (1971—1973 г.), в которых автор занимался изучением геоморфологии, тектоники и вулканизма рифтовых зон. Относительно подробно в книге охарактеризованы крупнейшие эпиплатформенные рифтовые пояса — Африкано-Аравийский и Рейнско-Ливийский, а также строение о-ва Исландия, представляющее особый интерес в связи с проблемой соотношений рифтовых зон материков и океанов. Кратко рассмотрены вопросы строения и развития Байкальского рифтового пояса, поскольку они подробно и всесторонне освещены в многочисленных монографиях и тематических сборниках, опубликованных в СССР в течение последнего десятилетия и легко доступных советским читателям. Также весьма кратко и схематично охарактеризованы в книге вопросы строения и развития эпиорогенных рифтовых зон.

С чувством большого удовлетворения автор вспоминает о совместной работе и дружеском обсуждении результатов исследований со своими товарищами по Восточно-Африканской и Исландской экспедициям — М. А. Ахметьевым, А. Р. Гептнером, В. И. Герасимовским, Ю. Б. Гладенковым, А. В. Горячевым, В. В. Добровольским, С. М. Зверевым, А. П. Капицей, В. И. Кононовым, А. А. Красновым, М. Г. Ломизе, Б. Г. Поляком, А. А. Поляковым, Л. Н. Рыкуновым, Г. М. Солодовниковым, В. Г. Трифоновым и другими, и в особенности с В. В. Белоусовым и И. А. Логачевым.

Весьма плодотворными и интересными для автора были беседы, дискуссии и обмен информацией по проблемам рифтогенеза с зарубежными исследователями рифтовых зон Африки, Ближнего Востока, Европы, Исландии, Северной Атлантики и Америки — Ф. Дикси, Б. Бейкером, В. Бишопом, Л. Вильямсом, Ю. Воленбергом, Дж. Волшем, И. Гэссом, Р. Гирдлером, Б. Кингом, М. Кханом, И. Лупекином, Р. Макдональдом, П. Мором, Р. Саидом, Г. Тазиевым, П. Тэмплом, Ю. А. Шубертом, А. А. Эль-Шафии, Х. Иллиэсом, М. Шварцбахом, Тр. Эйнарсоном, Г. Пальмасоном, К. Саймундсоном, Р. Дэкером, К. Куком, Ф. Альмейда, а также обсуждение проблем рифтообразования с советскими геологами и геофизиками — А. А. Богдановым, В. В. Ломакиным, Ю. А. Шейнманном, Н. А. Беляевским, Н. А. Божко, А. Ф. Грачевым, В. А. Ермаковым, Ю. А. Зориным, Л. П. Зоненшайном, В. Г. Казымыным, А. М. Карасиком, Н. В. Короновским, Л. И. Красным, П. Н. Кропоткиным, П. К. Куликовым, Г. А. Макаренко, А. И. Музисом, А. В. Разваляевым, А. Е. Святловским, О. Г. Сорохотиным, Г. Б. Удинцевым, С. А. Ушаковым, В. Е. Хаинным, А. В. Чекуновым, С. И. Шерманом, А. Л. Яншиным. Всем советским и зарубежным коллегам, которые своим сотрудничеством, советами, информацией, дискуссиями, доброже-

лательной критикой содействовали автору в изучении рифтовых зон, я выражаю искреннюю признательность.

В заключение еще раз следует отметить, что главной задачей, которую автор ставил перед собой при работе над этой книгой, была не разработка теории или гипотезы, объясняющей природу явлений, связанных с континентальным рифтообразованием, а подготовка сравнительной геологической базы, необходимой для создания обоснованной теории рифтогенеза, в представлениях о природе которого остается пока много неясного и спорного. Работа является первым опытом обобщения обширного регионального материала по геологии материковых рифтовых зон Земли, поэтому автор осознает несомненную дискуссионность некоторых положений и возможные неточности в изложении фактического материала и будет благодарен читателям за деловую и конструктивную критику.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ, КАТЕГОРИИ И ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ РИФТОВЫХ ЗОН

Рифтовыми зонами называют весьма протяженные (длиной в многие сотни и тысячи километров) планетарного масштаба полосовидные тектонические зоны, распространенные в пределах континентов и океанах, в которых происходит подъем глубинного (мантийного) материала, сопровождаемый его распространением в стороны, что приводит к более или менее значительному поперечному растяжению в верхних этажах земной коры. Важнейшим структурным выражением процесса растяжения на поверхности Земли обычно является образование глубокого и относительно узкого (от нескольких километров до нескольких десятков километров), нередко ступенчатого грабена (симметричного или асимметричного), ограниченного нормальными сбросами большой глубины заложения (собственно рифта или «рифтовой долины»), либо нескольких (иногда целой серии) подобных грабенов (рис. 1). Дно грабенов

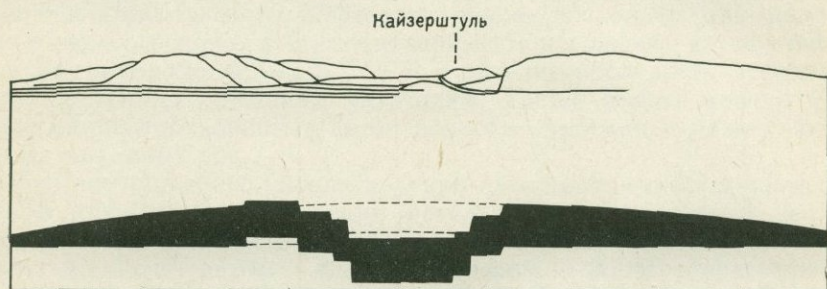


Рис. 1. Схема строения Верхнерейнского грабена. По Л. Эли де Бомону (1841 г.).

также бывает рассечено сбросами и трещинами растяжения. Погружение дна грабенов относительно их бортов, как правило, опережает аккумуляцию в них осадочного материала, хотя последняя во многих случаях дополняется заполнением их вулканическими продуктами, и поэтому рифты обычно имеют отчетливое прямое выражение в рельефе в виде линейных депрессий. По большей части рифты обрамляются с обеих сторон или хотя бы с одной стороны асимметричными поднятиями (пологими полусводами, односторонними горстами и реже горстами), в той или иной степени разбитыми, как и грабены, продольными, диагональными и поперечными трещинами, сбросами и нередко осложненными второстепенными узкими грабенами. В некоторых случаях поднятие возникает также внутри рифта, расщепляя его на две ветви. Отношение объемов этих поднятий и рифтовых впадин отражает соотношения масштабов воздымания и растяжения в той или иной рифтовой зоне. Некоторые из них, в особенности океанические, характеризуются существенной ролью поперечных сдвиговых смещений, в частности, по зонам так называемых трансформирующих разломов.

Рифтовые зоны в целом и в первую очередь осевые грабены (рифты) обладают повышенной или даже очень высокой сейсмичностью, причем очаги землетрясений лежат на глубинах от первых километров

до 40—50 км, а план напряжений в очагах характеризуется господством максимальных субгоризонтально направленных растяжений, приблизительно перпендикулярных к оси рифтовой зоны. Рифтовым зонам, за редкими исключениями, свойствен повышенный тепловой поток, величина которого в общем возрастает по мере приближения к их оси, нередко достигая 2—3, а иногда даже 4—5 е. т. п.*. Развитие большинства рифтовых зон сопровождается проявлениями гидротермальной активности и магматизма и, в частности, вулканическими извержениями, питаемыми из подкоровых, а в некоторых материковых рифтовых зонах, может быть, и из внутрикоровых магматических очагов. Однако масштабы магматического процесса, объемы его продуктов, их состав, приуроченность к тем или иным стадиям рифтогенеза и к тем или иным участкам рифтовой зоны варьируют в чрезвычайно широких пределах. Наряду с рифтовыми зонами, в которых магматическая деятельность сопровождала всем стадиям их развития, а ее продукты покрывают почти всю их площадь и достигают объемов в сотни тысяч кубических километров, существуют рифтовые зоны, где она проявлялась локально, спорадически или совершенно отсутствовала.

Рифтовые зоны океанов характеризуются контрастным полосовидным билатерально-симметричным магнитным полем, согласно господствующим представлениям создающимся в процессе рифтогенеза и как бы запечатляющим отдельные его стадии. Однако магнитное поле континентальных рифтовых зон в значительной мере отражает особенности строения их фундамента и подверглось лишь некоторой перестройке в процессе рифтообразования. Рифтовые зоны обычно, хотя и не всегда, характеризуются гравитационными минимумами в поле аномалий Буге, но в осевых частях некоторых из них выделяются узкие максимумы, вызванные подъемом основного и ультраосновного материала. Однако формы, размеры гравинамалий и характер факторов, вызывающих возмущения, могут существенно различаться. Как правило, рифтовые зоны близки к состоянию изостатического равновесия.

Земная кора в современных рифтовых зонах несколько утоньшена по сравнению со смежными областями, а верхняя часть мантии, по крайней мере непосредственно ниже поверхности М, во многих из них отличается аномально низкой скоростью прохождения продольных сейсмических волн (7,2—7,8 км/с) и несколько пониженной плотностью и вязкостью, что, по-видимому, обусловлено повышенным тепловым режимом и в ряде случаев возникновением очагов селективного плавления в верхах мантии. Эти линзы или «подушки» разуплотненного мантийного материала, вероятно, представляют собой выступы кровли астеносферы, достигающие под современными рифтовыми зонами подошвы земной коры. Рифтовые зоны редко существуют изолированно; как правило, они образуют более или менее сложные сочетания. Способы «стыковки» соседних рифтовых зон и общий план их группировки могут быть весьма разнообразными и при этом существенно различаются у континентальных и океанических зон. Сочетания ряда тесно связанных между собой в пространстве приблизительно одновозрастных рифтовых зон сходного или различного типа мы называем рифтовыми системами. Этот термин может применяться к любым комбинациям рифтовых зон, независимо от их размеров, сложности и рисунка, но главным образом используется в отношении таких их сочетаний, которые характеризуются присутствием различно ориентированных рифтовых зон, древовидным рисунком или наличием нескольких полуизолированных ветвей, не полосовидным, а близким к изометричному общим контуром. В тех случаях, когда рифтовые зоны (или их системы), сочетаясь между собой, образуют в совокупности линейно вытя-

* Здесь и далее е. т. п. — единицы теплового потока.

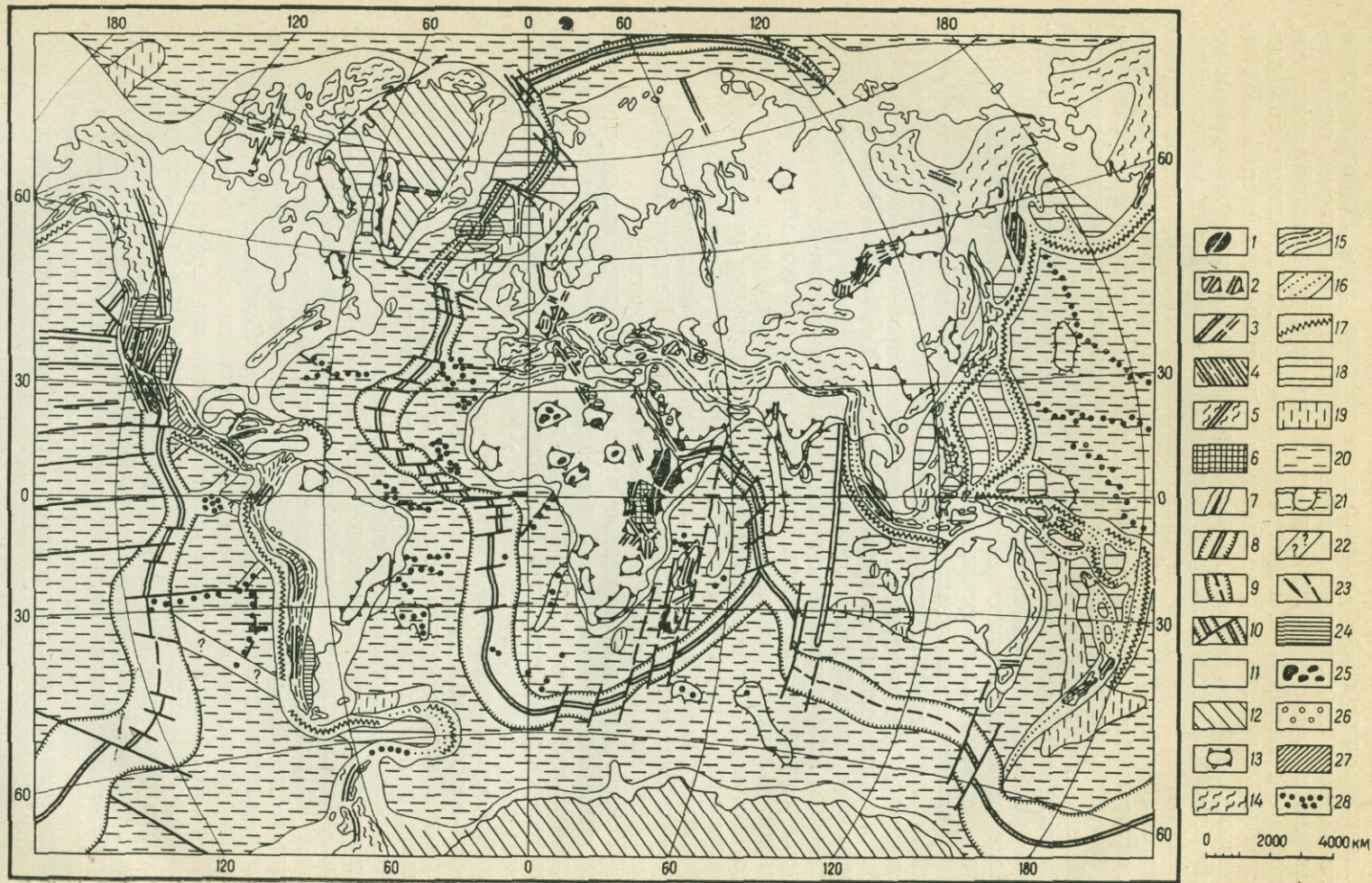


Рис. 2. Рифтовые зоны и другие области высокой тектонической и вулканической активности позднего кайнозоя (олигоцен — антропоген). Составил Е. Е. Милановский, 1974 г.

1—10 — области проявления рифтогенеза: 1—6 — континентальные рифтовые зоны сводово-вулканического типа, с мощными проявлениями щелочно-базальтового магматизма, 2 — эпиплатформенные рифтовые зоны щелевого типа с краевыми поднятиями с двух или одной стороны, 3 — то же, без краевых поднятий, 4 — эпирогенные рифтовые зоны в областях кайнозойской складчатости, 5 — то же, в областях мезозойской и палеозойской складчатости, 6 — срединные массивы в континентальных рифтовых зонах, 7 — межконтинентальные рифтовые зоны, 8—10 — океанические рифтовые зоны: 8 — отчетливо выражены осевыми рифтовыми долинами, 9 — без них, 10 — трансформирующие разломы в океанических рифтовых зонах; 11—23 — элементы сегментов чешского района рифтования внутри рифтовых областей: 11 — тектонически относительно спокойные области континентов (включая шельфы), 12 — области проявления интенсивных гляциостатических движений, 13 — области сводовых и сводово-глыбовых поднятий на древних платформах, 14 — орогенные геосинклинальные области, 17 — глубоководные палеозойской и мезозойской складчатости, 15 — эпигеосинклинальные орогенные области, 16 — современные геосинклинальные области, 17 — глубоководные желоба, 18 — впадины внутренних и окраинных морей с субокеанической корой, 19 — области океанического дна с субконтинентальной корой, 20 — то же с корой океанического типа, 21 — зоны глыбовых и сводовых поднятий в пределах, 22 — поднятия океанического дна неясной природы, 23 — некоторые крупные зоны разломов; 24—28 — проявления позднекайнозойского магматизма: 24 — области базальтового (траппового) вулканизма в пределах континентов и Исландии, 25 — области щелочно-базальтового вулканизма на континентах, 26 — области щелочно-ультрабазитового и карбонатитового магматизма, 27 — зоны известково-щелочного вулканизма в эпигеосинклинальных орогенных областях (показаны не везде), 28 — области базальтового вулканизма в океанах (вне осевых частей рифтовых зон)

нутые сооружения протяженностью в несколько или даже много тысяч километров, мы называем их рифтовыми поясами (по аналогии с измеримыми с ними по длине и ширине геосинклинальными и орогеническими поясами). Термин рифтовая система используется также для обозначения всех взаимосвязанных рифтовых поясов Земли, образующих в совокупности сложно извивающуюся и разветвляющуюся сеть на поверхности нашей планеты. В последнем случае мы говорим о мировой рифтовой системе. Последняя, со своими главными ответвлениями, объединяет большинство рифтовых поясов (и систем) Земли. Основная ее часть пересекает океаны, а ее затухающие окончания и ответвления в нескольких районах Земли проникают в глубь континентов (рис. 2). Однако в пределах континентов (а возможно, и в океанах?) имеются также отдельные, изолированные рифтовые пояса (системы) и даже отдельные рифтовые зоны, не связанные с мировой рифтовой системой.

Категории рифтовых зон, выделяемые по их глубинному строению (см. табл. 1). Все рифтовые зоны земного шара по характеру глубинного строения можно разделить на три основные категории (Милановский, 1970):

1) океанические, или внутриокеанические, в которых как осевая «рифтовая долина», так и ее обрамление обладают корой, близкой к океанической, которая подстилается выступом мантийного материала с аномально пониженными по сравнению с типичными для верхней части мантии скоростями прохождения сейсмических волн и плотностью;

2) межконтинентальные, в которых осевая часть рифта обладает корой, близкой к таковой внутриокеанических рифтовых зон, ее периферические части — несколько утоньшенной и переработанной континентальной корой, а «плечи» — типичной континентальной корой. Межконтинентальные рифтовые зоны, как и внутриконтинентальные, могут закладываться либо на платформах (рифты Аденский и Красноморский), либо в пределах молодой складчатой области (рифт Калифорнийского залива);

3) континентальные или внутриконтинентальные, в которых и рифт, и его «плечи» обладают корой континентального типа, но обычно несколько утоньшенной, в особенности под рифтом (от 20 до 30—35 км), раздробленной, аномально прогретой и подстилаемой линзой несколько разуплотненного мантийного материала.

Наблюдаемые в природе взаимопереходы и тесные структурные связи межконтинентальных и внутриконтинентальных рифтовых зон и принадлежность их к единым рифтовым поясам позволяют рассматривать образование межконтинентальных рифтов как результат далеко зашед-

Таблица 1

Категории рифтовых поясов и зон по их глубинному строению	Эпиплатформенные				Эпиорогенные		
	типы рифтовых зон	преобладающие структуры и движения	вулканизм		типы рифтовых зон	преобладающие структуры и движения	вулканизм
			интенсивность	состав			
Внутриконтинентальные	Сводово-вулканические	Овальные своды, осложненные относительно неглубокими осевыми, реже поперечными грабнями. Очень слабое растяжение коры	Очень интенсивный, предшествующий и сопутствующий всем стадиям рифтогенеза	Вулканические и субвулканические породы субщелочного и щелочного ряда (от ультраосновных до кислых, преимущественно основные) и карбонатиты	Континентальные (во внутренних или периферических частях материков)	Весьма протяженные линейные грабени и горсты, клавиатура грабенов и горстов, системы односторонне наклоненных блоков. Общее значительное рассредоточенное растяжение и утоньшение коры	Обычно мощный, широко распространенный, преимущественно на ранних стадиях рифтогенеза. Вулканические породы известково-щелочного ряда, кислые и основные
	«Щелевые»	областей общего воздымания	Глубокие грабени, часто обрамленные с одной или двух сторон и иногда осложненные глыбовыми или сводово-глыбовыми поднятиями, более поздними, чем грабени. Более значительное растяжение коры				
		областей общего погружения	Глубокие грабени, не обрамляемые краевыми поднятиями	Отсутствует (невулканические рифтовые зоны)			
Межконтинентальные	Межконтинентальные с платформенной «рамой» (межплатформенные)	Очень глубокие и широкие ступенчатые грабени с раздвигом (или сдвиго-раздвигом) и разобщением блоков континентальной коры в осевой зоне. Сильное растяжение	Относительно слабый, спорадический на флангах рифтовых зон, в их осевой части — более интенсивный (?) вулканизм, высокий тепловой поток и гидротермы	Основные породы известково-щелочного ряда (толеитовые базальты в осевой зоне, субщелочные и щелочные на окончаниях и флангах)	Межконтинентальные с «рамой» молодых складчатых сооружений	То же, что и в межконтинентальных рифтовых зонах с платформенной «рамой»	Известково-щелочной вулканизм
Внутриокеанические	Подразделение не приводится						

шего процесса развития внутриконтинентальных рифтов. По крайней мере некоторая часть ширины межконтинентальных рифтовых зон (порядка нескольких десятков километров), по-видимому, обусловлена раздвиговыми или раздвигово-сдвиговыми деформациями блоков континентальной коры и выдвиганием между ними материала мантийного происхождения, тогда как во внутриконтинентальных рифтах мы в основном имеем дело с грабенообразным проседанием блоков материковой коры при амплитуде растяжения порядка нескольких километров и далеко не всегда — с заполнением приоткрывающихся трещин дайкообразными интрузиями. В свою очередь, межконтинентальные рифтовые зоны в структурном отношении тесно связаны с рифтовыми поясами Индийского и Тихого океанов, в которых процесс подъема глубинного материала и горизонтального расширения протекает еще более интенсивно. Однако было бы неосторожно полагать по аналогии, что все рифтовые зоны и пояса океанов представляют собой дальнейшую стадию развития межконтинентальных рифтов и, следовательно, возникли в результате еще большего разобщения блоков континентальной коры. Например, в отношении Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса можно с достаточной уверенностью утверждать, что он моложе Тихого океана и возник на океанической коре. Тот факт, что продолжение этого рифтового пояса почти полностью переходит на Североамериканский континент и накладывается на Кордильерскую мезозойскую складчатую область, очевидно, говорит о том, что движущий механизм рифтогенеза связан с такими большими глубинами, на которых уже не сказываются различия между океанами и континентами, но конкретные проявления этого процесса на поверхности Земли существенно отличаются в зависимости от того, воздействует ли он на земную кору океанов, молодых складчатых областей, платформ и т. п.

Рифтовые зоны и пояса, принадлежащие к трем выделенным категориям, существенно различаются по своим размерам, морфологии структурных форм, масштабу вулканизма (наибольшему в рифтовых зонах океанов), химизму его продуктов (толеитовые базальты в рифтовых зонах, весьма разнообразные по кислотности и щелочности породы в рифтовых зонах континентов), величине теплового потока (наивысшей в океанических рифтовых зонах), структуре магнитного поля, плану напряжений в очагах землетрясений (в континентальных рифтовых зонах вектор сжимающих напряжений ориентирован субвертикально, а в океанических — обычно субгоризонтально и субпараллельно простиранию рифтовой зоны) и т. д. Для континентальных рифтовых поясов характерны такие пространственные сочетания смежных рифтовых зон, как их четковидное, кулисное расположение, коленчатое сочленение, веерообразное расщепление, стык трех зон, сходящихся под различными углами, взаимный параллелизм, огибание двумя соседними зонами разделяющего их относительно «жесткого» блока, играющего в структуре рифтового пояса роль своеобразного срединного массива. Напротив, для рифтовых поясов океанов характерно их пересечение многочисленными поперечными или диагональными так называемыми трансформирующими разломами, разделяющими эти пояса на отдельные поперечные отрезки (рифтовые зоны), оси которых кажутся смещенными друг относительно друга.

Типы рифтовых зон континентов. При выделении типов среди современных континентальных рифтовых зон следует учитывать следующие основные критерии: а) особенности тектонического положения, структуры основания и предшествующей геологической истории области, ставшей ареной рифтогенеза, б) характер тектонических структур, созданных в процессе рифтогенеза, и закономерности их формирования, в) роль, масштаб и особенности магматических процессов, сопутствующих рифтообразованию, а иногда и предвещающих его.

Исходя из первого критерия, рифтовые зоны и пояса континентов можно разделить на две главные группы: 1) рифтовые пояса и зоны платформ (эпиplatformенные рифтовые пояса и зоны), в которых рифтообразование началось после весьма длительного (200—500 млн. лет и более) этапа платформенного или близкого к нему развития; 2) рифтовые пояса и зоны молодых складчатых сооружений (эпиорогенные рифтовые пояса и зоны), где аналогичный процесс непосредственно следовал за завершением их геосинклинального развития, т. е. за орогенным этапом, или даже сочетался с явлениями, свойственными эпигеосинклинальному орогенезу. Для эпиplatformенных рифтовых поясов характерны рифтовые зоны с крупными единичными осевыми грабенами и субщелочной или щелочной характер продуктов сопутствующего вулканизма, нередко с участием карбонатитов. Напротив, для эпиорогенных рифтовых поясов и зон типичны сочетания из многих узких грабенов, горстов и односторонних блоков, а вулканические образования в них принадлежат к известково-щелочному ряду.

Большинство современных континентальных эпиplatformенных рифтовых зон приурочено главным образом к выступам складчатого основания платформ, т. е. к районам, испытывавшим длительное устойчивое поднятие, и значительно реже — к участкам развития платформенного чехла (Левантинская, Североморская, частично Эфиопская рифтовые зоны). В большинстве случаев рифтовые зоны накладываются на области позднепротерозойской (гринвильской, байкальской) складчатости или тектоно-магматической регенерации, «избегая» областей более древней — архейской или раннепротерозойской консолидации, которые служат внешней «рамой» этих рифтовых поясов или образуют внутри них своеобразные «жесткие» срединные массивы (массив Виктория в южной части Африкано-Аравийского пояса). Значительно реже рифтовые зоны возникают на эпипалеозойском платформенном основании (Рейнско-Ронский участок Рейнско-Ливийского рифтового пояса). В большинстве случаев молодые рифтогенные структуры наследуют простираения древних складчатых и разрывных структур фундамента или «приспосабливаются» к ним, образуя коленчатые, зигзаговидные, кулисные сочетания. Таким образом, в процессе рифтогенеза древний анизотропный фундамент раскалывается по наиболее ослабленным направлениям, подобно тому, как полено дров раскалывается согласно волокнистой текстуре древесины. Ослабленные зоны фундамента, использованные кайнозойскими рифтогенными структурами, в течение длительного платформенного развития временами (в палеозое или мезозое) активизировались и служили либо зонами повышенной проницаемости для магматических расплавов и внедрения интрузий, в частности щелочных массивов кольцевого типа, либо зонами разломов и грабенов.

Среди эпиplatformенных рифтовых зон четко выделяются два типа, существенно различающихся по характеру структур, относительной роли вулканизма и истории формирования. Автор назвал их щелевым и сводово-вулканическим (Милановский, 1970):

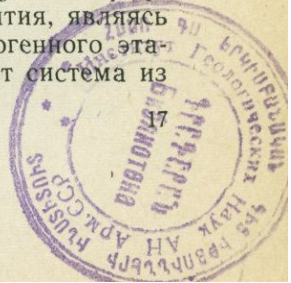
а) рифтовые зоны сводово-вулканического типа (Эфиопская и Кенийская зоны Восточной Африки) характеризуются исключительно мощной и длительной наземной вулканической деятельностью. Она начинается на широкой площади еще до заложения рифта, а впоследствии продолжается в пределах осевого грабена и связанных с ним второстепенных грабенов и зон разломов. Главную роль играют извержения основных и средних лав и пирокластолитов сильно щелочного и слабо щелочного ряда. В Эфиопской рифтовой зоне существенную роль играют также кислые (с повышенной щелочностью) вулканы. Возникновению рифта предшествует длительный рост обширного пологого овального сводового поднятия, сопровождаемый мощными извержениями

ми, затем в его осевой ослабленной зоне закладывается сравнительно неглубокий грабен, а также связанные с ним дополнительные грабены и сбросы — поперечные и диагональные на крыльях свода и веерообразно расходящиеся на его периклиналях. Амплитуда горизонтального растяжения в сводово-вулканических рифтовых зонах минимальна. Они отличаются умеренной сейсмичностью. Формирование свода, характеризующегося крупным гравитационным минимумом, по-видимому, связано с возникновением линзы разуплотненного, аномально разогретого материала, и с отдельными магматическими очагами в верхах мантии, а образование грабенов частично обусловлено проседанием блоков коры при разгрузке этих очагов в процессе извержений;

1531 б) рифтовые зоны щелевого типа отличаются большей глубиной грабенов, которая может достигать 3—4 (Верхнерейнский грабен) и даже 5—7 км (Южно-Байкальский грабен). С большой мощностью рыхлых осадков в грабенах связаны крупные гравитационные минимумы. Нередко грабены кулисно подставляют друг друга. Краевые поднятия значительно уже, чем в сводово-вулканических рифтах, прослеживаются не повсеместно, нередко лишь с одной стороны грабена; и иногда вовсе отсутствуют, а в некоторых случаях (рифтовая зона Северного моря) развитие рифтов происходит на фоне общего опускания. Местами внутри рифтовой зоны возникают сводово- и горстообразные поднятия, достигающие в отдельных случаях огромной высоты (до 4—5 км в блоке Рувензори в Танганьикской зоне). С внутренними поднятиями связаны гравитационные максимумы, и их выдвигание носит антиизостатический характер. Щелевые рифтовые зоны характеризуются относительно слабыми, локальными и эпизодическими проявлениями вулканизма или полным их отсутствием. По этому признаку среди них можно выделить слабовулканические (Танганьикская, Верхнерейнская) и невулканические (средний сегмент Байкальского рифтового пояса). Центры извержений приурочиваются к седловинам между четковидными расположенными грабенами, их прибортовым ступеням, краевым поднятиям и другим приподнятым участкам. Петрохимически вулканизм близок к сводово-вулканическим зонам, но здесь чаще присутствуют крайне щелочные серии (натриевые или калиевые) и карбонатиты. Вулканическая активность может проявляться на разных стадиях рифтогенеза.

Процесс формирования щелевых зон начинается с заложения узких линейно вытянутых грабенов (обычно приуроченных к древним ослабленным зонам), заполняемых первоначально тонкообломочными («молассоидными»), а также карбонатными и хемогенными осадками, которые впоследствии сменяются более грубообломочными континентальными молассами. Этот формационный ряд, а также геоморфологические данные показывают, что интенсивный рост краевых и внутренних поднятий начался позднее заложения грабенов, а местами еще не проявился. Концепция возникновения рифта в результате обрушения свода к щелевым рифтовым зонам неприменима. Эти зоны более сейсмичны, чем сводово-вулканические. Амплитуда горизонтального растяжения в них может быть большей, чем в последних, но, по-видимому, обычно не превышает 5—10 км. В грабенах щелевых рифтовых зон, очевидно, происходит значительная «утечка» тепловой энергии. В некоторых щелевых зонах, помимо раздвиговой, имеется сдвиговая компонента. В Левантинской зоне последняя, по-видимому, значительно превосходит поперечное растяжение, а на отдельных ее участках горизонтальная деформация приближается к чистому сдвигу.

В рифтовых поясах и зонах молодых складчатых сооружений рифтообразование следует за геосинклинальным циклом развития, являясь непосредственным продолжением его заключительного, орогенного этапа. В процессе рифтогенеза в этих зонах нередко возникает система из



узких, но весьма протяженных (до многих сотен километров) взаимопараллельных грабенов, разделенных соизмеримыми с ними узкими горстами или односторонними горстами (рифтовая система Кордильер). Амплитуды относительного перемещения блоков по разделяющим их нормальным наклонным сбросам достигают 2—5 км. Наряду с общим значительным горизонтальным растяжением могут иметь место значительные сдвиговые деформации (например сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии). Формирование рифтогенных структур предваряется и сопровождается исключительно мощными извержениями магмы известково-щелочного ряда, как кислой, так и основной. Питание вулканов происходило из очагов разной глубинности, располагавшихся как в верхней мантии (очаги базальтового вулканизма), так и в коре (очаги липарито-дацитового вулканизма). Рассредоточенность растяжения и сопутствующего вулканизма в пределах очень широкой полосы с многочисленными грабенами в некоторых эпирогенных рифтовых зонах, очевидно, связана с тем, что рифтогенез развивается в условиях более «прогретой» и «пластичной», а в верхней части — раздробленной литосферы по сравнению с относительно «жесткой» и «холодной» литосферой эпиплатформенных рифтовых зон.

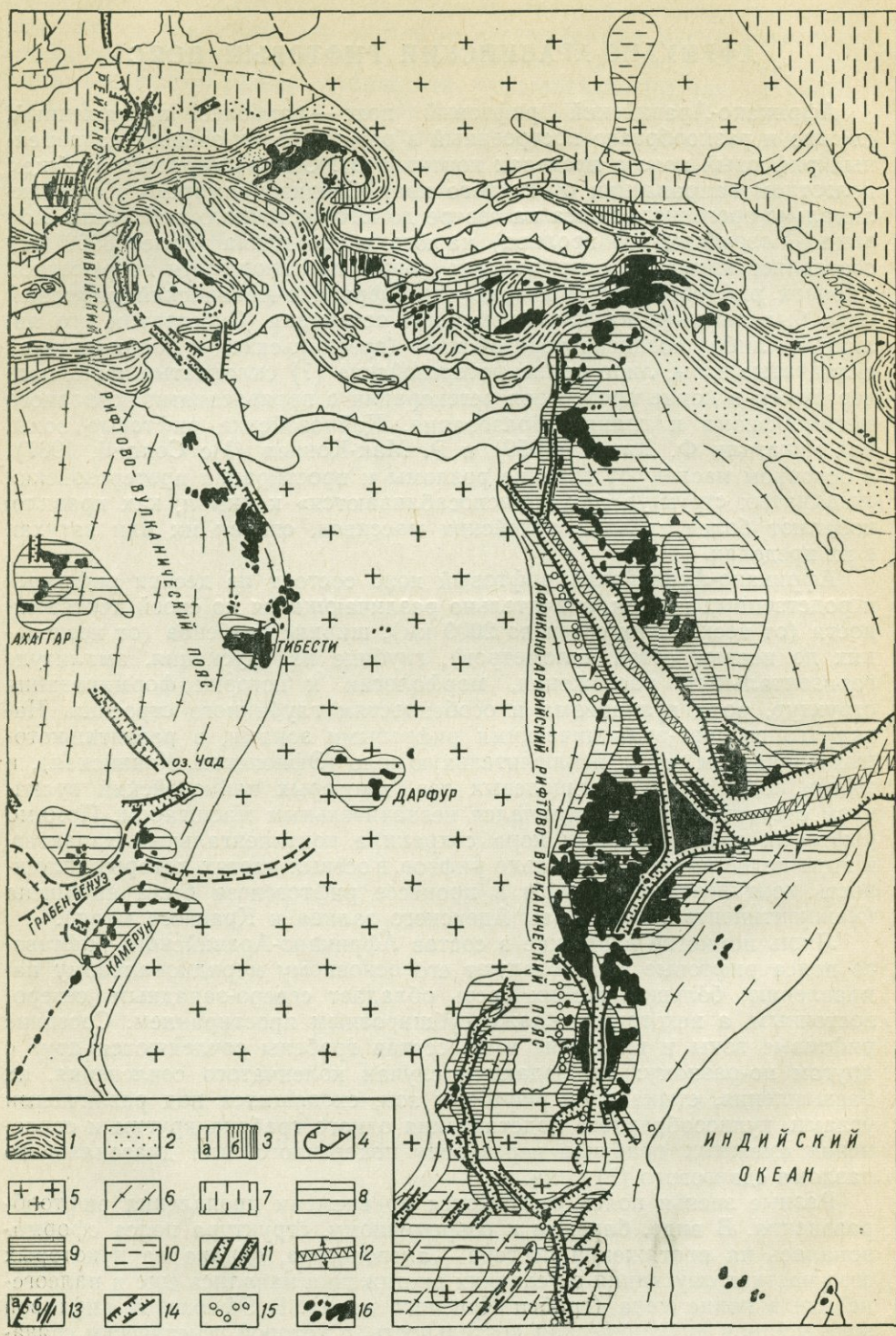
АФРИКАНО-АРАВИЙСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

Африкано-Аравийский рифтовый пояс — наиболее протяженный, сложно и разнообразно построенный в разных своих звеньях современный рифтовый пояс в пределах континентов. Он простирается в общем долготном направлении от южного края Средиземноморского геосинклинально-орогенного пояса на севере до юго-восточного побережья Африки (Мозамбикского пролива) на юге, и его длина (более 6000 км) составляет примерно одну десятую общей протяженности современной мировой рифтовой системы (рис. 3). Африкано-Аравийский рифтовый пояс был заложен на платформенном основании. Субстратом его являются либо позднепротерозойские (гренвилльские и байкальские) складчатые зоны, либо раннепротерозойские (?) складчатые зоны, подвергшиеся в конце протерозоя регенерации с проявлениями повторного метаморфизма и гранитообразования. Кайнозойские рифтовые зоны, как показали Ф. Дикси (1959) и Р. Мак-Коннел (Mc Connell, 1967), в основном наследуют древние разломы и простираются протерозойских складчатых структур или «приспосабливаются» к ним и, как правило, избегают более древних архейских массивов, огибая их или затухая в их пределах.

Африкано-Аравийский рифтовый пояс состоит из десяти рифтовых и родственных им зон, значительно различающихся по своей протяженности (от нескольких сотен до 2000 км), ширине грабенов (от нескольких до первых сотен километров), глубине их опускания, амплитуде горизонтального растяжения, морфологии и истории формирования структур, роли вулканизма и особенностям глубинного строения. Наряду со сводово-вулканическими рифтовыми зонами, в развитии которых вулканизм играл исключительную роль (Эфиопская, Кенийская), в состав пояса входит ряд щелевых зон, в которых кайнозойский вулканизм отсутствовал или отличался незначительным масштабом. Помимо рифтовых зон, в которых кора сохранила континентальный характер, в этом поясе имеется несколько рифтов, в осевых частях которых сплошность континентальной коры в процессе рифтогенеза была нарушена (межконтинентальные рифты Аденского залива и Красного моря).

Лишь немногие входящие в состав Африкано-Аравийского рифтового пояса рифтовые зоны следуют его основному меридиональному направлению, большая же их часть обладает северо-западным, северо-восточным, а некоторые — даже субширотным простираем. Соседние рифтовые зоны и входящие в их состав грабены сочленяются друг с другом по-разному: наблюдаются случаи коленчатого сочленения, их расщепления, стыка трех рифтовых зон, сходящихся под различными углами, кулисообразного подставления одного грабена другим и сочленения смежных грабенов через зону поперечного или диагонального разлома сдвигового (?) типа.

Разные звенья пояса отличаются по времени проявления рифтообразования. В виде, близком к современному, структура пояса сформировалась на протяжении неогена — антропогена, однако на некоторых его участках опускания в условиях растяжения начались еще в палеогене или в конце мела (грабен Красного моря). В Эфиопской рифтовой зоне мощная вулканическая деятельность, с которой генетически связа-



но рифтообразование, также происходила, по крайней мере, с палеогена. На южном окончании рифтового пояса процессы рифтообразования, как показал Ф. Дикси (1959), в основном протекали в мезозое (в юре и отчасти в мелу) и лишь частично возобновлялись в кайнозое, а на его северном окончании первая фаза формирования рифтовой зоны Суэцкого залива относится даже к концу девона или карбону (Саид, 1965).

В строении Африкано-Аравийского рифтового пояса можно выделить четыре основные ветви, отличающиеся по своему структурному положению, строению земной коры, масштабу и характеру кайнозойских тектонических деформаций, типам рифтогенных структур, роли вулканизма и особенностям развития процесса рифтообразования во времени. Каждая из ветвей состоит из нескольких рифтовых или родственных им зон.

Юго-западная, **Ньяса-Танганикская ветвь** состоит из двух кулисно расположенных щелевых рифтовых зон с глубокими протяженными грабенами и поперечных к ним зон разломов и характеризуется незначительными проявлениями вулканизма. В структуре пояса она занимает наиболее изолированное положение и отделена от Кенийско-Эфиопской ветви мало деформированными массивами.

Юго-восточная, **Кенийско-Эфиопская ветвь** выражена двумя сводово-вулканическими рифтовыми зонами, формирование которых предварялось и сопровождалось исключительно мощной вулканической деятельностью. На севере эта ветвь сочленяется с окончаниями расходящихся к северо-западу и северо-востоку северной и восточной ветвей рифтового пояса.

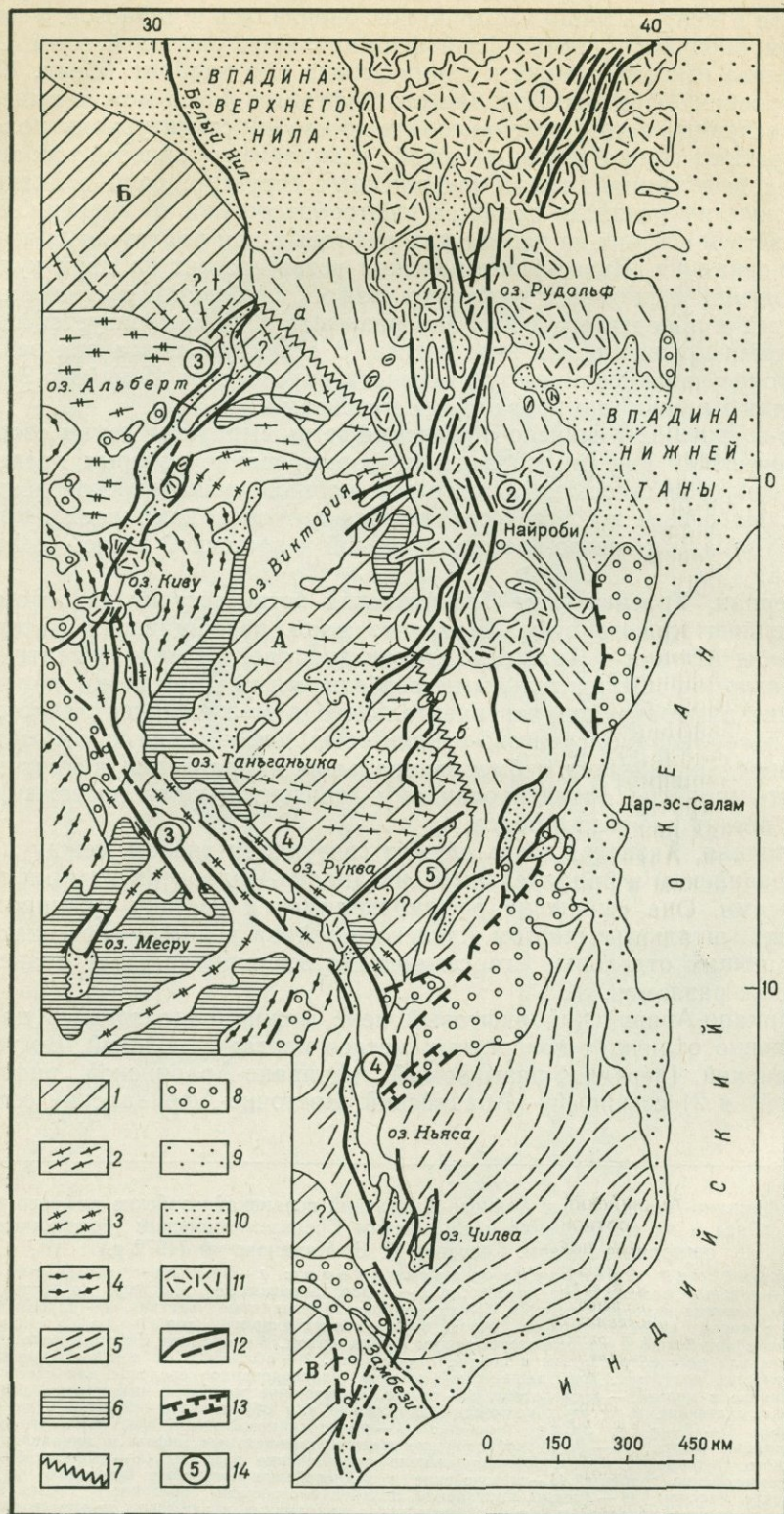
Северная, **Красноморско-Левантинская ветвь** состоит из огромного межконтинентального рифта Красного моря, разобившего материковые глыбы Африки и Аравии, Суэцкой рифтовой зоны и Левантинской зоны разломов. Отличительными особенностями этой ветви являются сочетание рифтовых зон континентального и межконтинентального типов и преобладание сдвигово-раздвиговых деформаций с относительными перемещениями в субмеридиональном направлении в противоположность широтно ориентированному горизонтальному растяжению в южных ветвях рифтового пояса.

Восточная, **Аденская ветвь** служит связующим звеном между Африкано-Аравийским и параллельным ей Западно-Индоканским рифтовыми поясами. Она выражена расширяющимся к востоку субширотным межконтинентальным рифтом Аденского залива и рядом пересекающих и смещающих отдельные его сегменты субмеридиональных трансформирующих разломов.

Африкано-Аравийский рифтовый пояс можно подразделить на два существенно отличных поперечных мегасегмента: 1) южный, Восточно-Африканский (нередко называемый Африкано-Аравийской рифтовой системой) и 2) северный — Аравийский. Восточно-Африканский сегмент

Рис. 3. Африкано-Аравийский и Рейнско-Ливийский позднекайнозойские рифтово-вулканические пояса и их соотношения с альпийским Средиземноморским геосинклинально-орогенным поясом. Составил Е. Е. Милановский (1972 г.)

1—4 — альпийский Средиземноморский пояс: 1 — альпийские складчатые сооружения, 2 — краевые и межгорные прогибы, 3 — консолидированные массивы (а — срединные, внутренние, краевые и периферические, б — их наиболее приподнятые участки), 4 — глубоководные впадины с корой субокеанического типа; 5—10 — платформы разного возраста: 5 — области с архейским и раннепротерозойским фундаментом, 6 — области с фундаментом, сформированным или регенерированным в позднем протерозое, 7 — области с палеозойским фундаментом; 8 — участки платформ, испытавшие значительное унаследованное сводовое или сводово-глыбовое поднятие в неогене — антропогене, 9 — то же, испытавшие наиболее интенсивное поднятие, 10 — участки платформ, в которых возникли наложенные или обращенные поднятия в неогене — антропогене; 11—15 — рифтовые пояса: 11 — позднекайнозойские (олигоцен — антропоген) континентальные рифты, 12 — позднекайнозойские межконтинентальные рифты и направление горизонтального расширения в них, 13 — крупнейшие кайнозойские разломы (а — сбросы, б — сдвиги); 14 — мезозойские грабены, 15 — мезозойские и кайнозойские кольцевые щелочные вулкано-плутонические массивы; 16 — ареалы проявлений позднекайнозойского орогенного вулканизма в альпийском Средиземноморском поясе и кайнозойского вулканизма в рифтовых поясах и на некоторых участках платформ



состоит исключительно из внутриконтинентальных рифтовых зон, тогда как Аравийский включает также рифтовые зоны межконтинентального типа. В Аравийском сегменте ветви рифтового пояса расходятся под прямым углом, а в Восточно-Африканском простираются приблизительно параллельно. Между дугообразной северной частью Ньяса-Танганьикской ветви на западе и почти прямолинейной южной частью Кенийско-Эфиопской ветви на востоке находится приподнятый, но мало деформированный в кайнозое срединный массив Виктория. Совместно с обрамляющими его рифтовыми зонами он входит в состав огромного, овального в плане позднекайнозойского Восточно-Африканского глыбового поднятия, простирающегося с севера на юг на 1500 км и с запада на восток на 1000 км.

Расщепление рифтового пояса в его южной части на две ветви, по всей вероятности, обусловлено особенностями строения докембрийского фундамента. Срединному массиву Виктория отвечает в структуре фундамента обширная глыба архейских гнейсов, гранулитов, гранитогнейсов, гранитов (рис. 4). С запада и востока она обрамляется сливающимися на юге, в районе оз. Ньяса поясами протерозойских метаморфизованных пород, к которым приурочены западная и восточная ветви рифтовой системы. Их общее простираие, а также многие частные тектонические элементы кайнозойских рифтовых зон наследуют ориентировку структур протерозойского складчатого основания.

Восточная, Кенийско-Эфиопская ветвь и самая южная часть западной ветви — грабен Ньясы — приурочены к Мозамбикскому поясу, представляющему зону раннепротерозойской складчатости, подвергшуюся на рубеже протерозоя и палеозоя тектоно-магматической регенерации. Большая часть западной ветви рифтовой системы лежит в пределах Убенийской складчатой зоны ранне-среднепротерозойского возраста и наложенной на нее более молодой, Карагве-Анколийской складчатой зоны, сформированной в ранне-среднерифейское время. Лишь небольшие участки обеих ветвей, а именно северное окончание Танганьикской рифтовой зоны и западные ответвления Кенийской рифтовой зоны — вдаются внутрь архейской глыбы Виктория и быстро «затухают» в ее пределах. Таким образом, архейский массив, в отличие от протерозойских складчатых зон, оказывается как бы «непроницаемым» для возникновения на его площади кайнозойских, а также мезозойских рифтовых зон, однако в эпоху позднекайнозойского рифтообразования в обрамляющих его рифтовых зонах он испытал общее поднятие амплитудой около 1 км и должен рассматриваться как элемент Восточно-Африканской рифтовой системы. Своеобразный структурный план южной части Африкано-Аравийского рифтового пояса в какой-то степени аналогичен мегаструктуре ряда сегментов Средиземноморского орогенического пояса, состоящих из двух ветвей альпийских эпигеосинклинальных горных сооружений и разделяющей их внутренней зоны срединных массивов.

Более детальную характеристику стратиграфии, геоморфологии, тектоники, вулканизма, сейсмичности и глубинного строения рифтовых

Рис. 4. Схема структуры южной части Африкано-Аравийского рифтового пояса (Восточно-Африканской рифтовой системы). По Н. А. Логачеву (1974 г.)

1 — массивы архейской консолидации: А — Танганьикский, Б — Центрально-Африканский, В — Родезийский; 2 — простираие структур в архейских массивах; 3 — ранне- и среднепротерозойский Рузизи-Убенийский складчатый пояс; 4 — раннерифейские складчатые пояса кибарид и ирумид; 5 — Мозамбикский складчатый пояс; 6 — остатки средне- и верхнерифейского платформенного чехла; 7 — древние зоны катаклаза по краю Танганьикского массива (а — Асва, б — Бубу); 8 — посткарруские впадины, заполненные отложениями Карру (поздний палеозой — ранняя юра); 9 — осадочный чехол зон перикоеанических опусканий; 10 — кайнозойские толщи в рифтовых долинах и других впадинах платформ; 11 — кайнозойские вулканы; 12 — кайнозойские разломы, реальные и предполагаемые (пунктир); 13 — посткарруские (средняя юра) разломы; 14 — рифтовые зоны (цифры в кружках: 1 — Эфиопская; 2 — Кенийская, 3 — Танганьикская, 4 — Руква-Ньяская, 5 — ступенчато-глыбовая зона Рваха-Киломберо)

зон южной части Африкано-Аравийского рифтового пояса читатели могут найти в коллективной монографии «Восточно-Африканская рифтовая система», т. I, II, III (1974 г.).

НЬЯСА-ТАНГАНЬИКСКАЯ ВЕТВЬ

Юго-западная ветвь Африкано-Аравийского пояса — от Мозамбикского пролива на юге до верховий р. Белого Нила на севере — представляет довольно сложную систему рифтовых и рифтоподобных зон, относящихся к двум основным генерациям — мезозойской и кайнозойской. На юге этой области господствуют мезозойские грабены и связанные с ними структуры, на севере — кайнозойские, а на среднем — Руква-Ньясском ее участке кайнозойские рифтовые структуры наложались на мезозойские.

Мезозойские рифтогенные структуры представлены линейными грабенами, односторонними грабенами и крупными флексурами с амплитудой относительных вертикальных перемещений до 1—3 км. Как правило, они отчетливо выражены в современном рельефе. Как показал Ф. Дикси (1959), в основном это связано не с подновлением их позднекайнозойскими движениями, а с препарировкой мезозойских структурных форм в результате более быстрой эрозии и денудации относительно рыхлых мезозойских отложений впадин по сравнению с метаморфическими и интрузивными докембрийскими породами их приподнятого обрамления. Мезозойские впадины выполнены терригенными, существенно континентальными отложениями Карру (верхний палеозой — юра), нередко венчаемыми вулканогенными образованиями серии Стормберг, и отчасти — континентальными осадками и вулканитами мелового возраста. По времени формирования эти структуры, согласно Дж. Вейлу (Vail, 1967), частично являются поздне- и послекаррускими (но домеловыми), частично — поздне- или послемеловыми (но донеогеновыми). Их развитию сопутствовали вулканические извержения — базальтовые и риолитовые в юре, щелочные (в том числе карбонатитовые) в мелу и связанные с последними процессы формирования щелочных вулcano-плутонических и интрузивных кольцевых комплексов, а также кимберлитовых трубок. Проявления юрского вулканизма наиболее широко распространены на самом южном участке зоны, к югу от р. Замбези, а проявления количественно более скромного мелового магматизма — на ее среднем участке — от р. Шире до северного конца оз. Ньяса. Мезозойские рифтогенные структуры имеют различные простирания — широтные (грабены Лимпопо, Средней Замбези), долготные (моноклиналь Лебомбо, грабены Шире — палео-Ньясы), северо-восточные (грабены Кариба, Луангва, Урема и грабены к северо-востоку от оз. Ньяса) и северо-западные (грабены Нижней Замбези, палео-Руква).

Кайнозойские рифтогенные структуры, частично накладывающиеся на мезозойские (в грабенах Ньяса-Руква и южной части грабена Танганьики) и в основном развитые к северу от них, представлены двумя кулисно расположенными рифтовыми зонами — Танганьикской и Руква-Ньясской, приуроченными к зонам ранне-среднепротерозойской (убендиды) и позднепротерозойской (карагве-анколиды, катангиды) складчатости и Мозамбикскому поясу позднепротерозойской регенерации. Лишь северное окончание Танганьикской рифтовой зоны частично лежит на архейском метаморфическом фундаменте. Каждая из рифтовых зон состоит из нескольких четковидно или кулисно расположенных грабенов, разделенных поперечными или диагональными перемычками (рис. 5 — см. вклейку). От среднего участка Ньяса-Танганьикской ветви, где последняя имеет северо-западное простирание, отходят в разные стороны перпендикулярные к ней зоны позднекайнозойских сбросов,

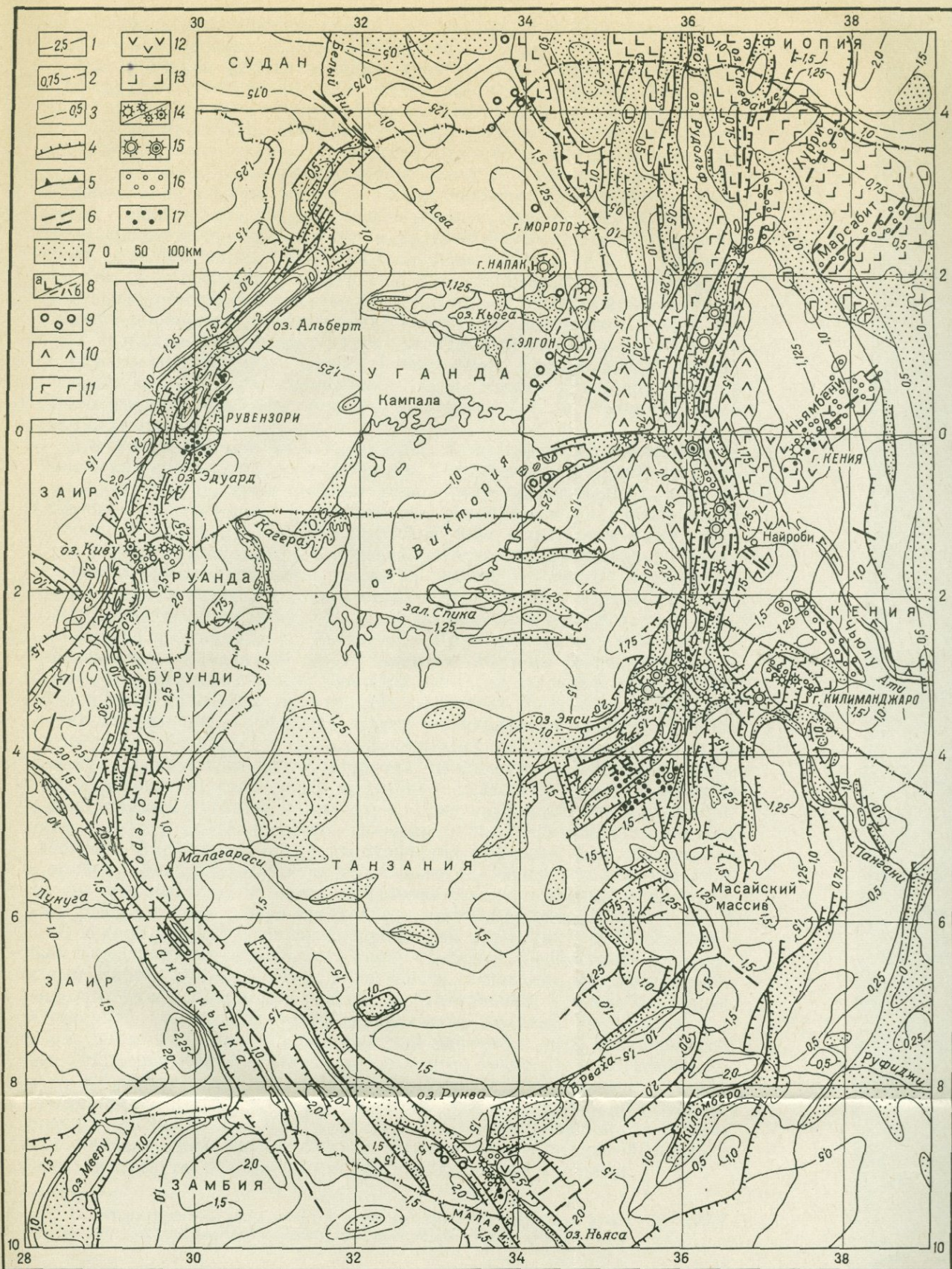


Рис. 5. Схематическая карта новейшей тектоники Восточно-Африканской рифтовой системы. Составил Е. Е. Милановский (1974 г.)

1—3 — изогипсы (в км): 1 — предмиоценовой (африканской) денудационной поверхности; 2 — позднемиоценовой (постгидравлической) денудационной поверхности; 3 — денудационных поверхностей без расчленения; 4 — разломы типа сбросов, активные в неогене — антропогене; 5 — крупнейшие флексуры, сформировавшиеся в неогене — антропогене; 6 — зоны глубоких трещин растяжения, частично контролировавшие локализацию центров неогеновых и антропогенных извержений; 7 — районы относительного новейшего опускания, заполненные неогеновыми и антропогенными осадками; 8 — участки распространения нижне-среднемиоценовых вулканитов (а — существенно базальтового состава, б — сильно щелочного состава); 9 — миоценовые щелочно-карбонатитовые субвулканические массивы; 10 — участки распространения верхнемиоценовых вулканитов; 11 — то же, нижне-среднеплистоценовых; 12 — то же, верхнеплистоценовых и нижнеплейстоценовых; 13 — то же, плейстоценовых и голоценовых; 14 — крупные полигенные вулканы центрального типа (слева сверху — потухшие, справа внизу — действующие); 15 — кальдеры; 16 — мелкие моногенные вулканы; 17 — эксплозивные воронки (маары)

разбивающих прилегающие участки на несколько полого наклоненных глыб — односторонних горстов и грабенов.

Танганьикская рифтовая зона* представляет огромную выпуклую к западу дугу, протянувшуюся с севера на юг — от грабена Альберт — Нила до южного окончания грабена оз. Танганьика на 1500 км. Ширина зоны не превышает 200—300 км. Она состоит из ряда четковидно или кулисно расположенных грабенов различной протяженности, ширины и глубины, разделенных поперечными или диагональными перемычками. В ее среднем сегменте осевые грабены обрамляются с обеих сторон сравнительно узкими полусводовыми поднятиями, в пределах же северного и южного сегментов краевые асимметричные поднятия, также довольно узкие, обрамляют грабены обычно лишь с западной стороны, а к восточному борту грабенов непосредственно примыкает край срединного массива Виктория, пока что не испытывший заметного дифференцированного воздымания. Некоторые перемычки между кулисно подставляющими друг друга грабенами представляют собой резко выраженные молодые поднятия (например, Рувензори). Более обширный, хотя и менее приподнятый блок Уфипа разделяет кулисно расположенные смежные грабены Танганьикской и Руква-Ньяской рифтовых зон.

Для Танганьикской зоны характерны незначительный масштаб вулканических проявлений, сопутствующих рифтогенезу, их приуроченность к сравнительно поздним стадиям этого процесса, локальность распространения и некоторые специфические петрохимические особенности вулканических продуктов. Эта рифтовая зона в основном была заложена в пределах складчатого пояса карагве-анколид — кибарид, завершившего геосинклинальное развитие около 1 млрд. лет назад, который протягивается в общем субмеридиональном направлении, разделяя эпипархейские глыбы — Центрально-Африканскую на западе, Танганьикскую и Угандийскую на востоке. Кое-где в пределах позднепротерозойского складчатого пояса имеются выступы более древних — ранне-среднепротерозойских (системы убендий, рузизий, торо, кибалий) и реже архейских структур. На некоторых участках (грабен Семлики) кайнозойские рифтовые структуры наследуют грабены позднерифейского (букобского) возраста. Молодые разломы рифтовой зоны в одних случаях следуют простиранию позднепротерозойских складчатых и разрывных структур, а в других — пересекают их под острыми и даже прямыми углами, но при этом «приспосабливаются» к простираниям структур более древнего — раннепротерозойского или архейского субстрата. Близ своего северного окончания рифтовая зона «врезается» в область сплошного развития архейского (?) фундамента и при этом быстро вырождается и слепо заканчивается, «утыкаясь» в древнюю зону разлома Асва северо-запад — юго-восточного простирания.

В южной части Танганьикской рифтовой зоны, как и в Руква-Ньяской зоне, частично сохранилась серия грабенов, выполненных отложениями Карру. Они образуют, в частности, основание позднекайнозойских грабенов южной части грабена оз. Танганьика, а также оз. Руква. В северной (долготной) части современного грабена Танганьика и в более северных районах Танганьикской рифтовой зоны континентальные отложения Карру, а также меловые пока неизвестны, хотя возможность их присутствия под позднекайнозойскими отложениями грабенов нельзя полностью исключить. Известный нам разрез осадков, выполняющих грабен оз. Альберт и долину р. Семлики, начинается с нижнего миоцена (или, может быть, несколько более древних базальных слоев) и представлен мощными континентальными толщами.

* В литературе эта зона именуется также западной рифтовой зоной Восточной Африки или Центрально-Африканской рифтовой зоной (Каэн, 1958).

По характеру новейших структур, общему плану их расположения и истории формирования северный и южный сегменты Танганьикской зоны существенно отличаются от ее среднего сегмента.

В северном сегменте, судя по тонкозернистому составу нижней части отложений, выполняющих впадины Альберт—Семлики, в том числе и на их прибортовых участках (преимущественно песчано-глинистые, нередко железистые осадки), на протяжении миоцена, плиоцена и первой половины антропогена существовал относительно слабо расчлененный рельеф; сбросовые эскарпы, ограничивающие грабены, были невысокими или местами отсутствовали, а ряд ныне существующих выступов фундамента, таких, как северная часть поднятия Рувензори (Bishop, 1965), горсты в среднем течении р. Семлики (Lepersonne, 1949) были погребены под толщей плиоцен-раннечетвертичных отложений серии Кайсо. Внутри грабенов располагались озера и отчасти широкие аллювиальные равнины; терригенный материал в них приносился издавна реками, текшими с востока и отчасти с запада и северо-запада, и, таким образом, накопившиеся в грабенах толщи могут рассматриваться как аллохтонные, молассоидные формации. Лишь самая верхняя, несогласно залегающая относительно маломощная средневерхнечетвертичная часть разреза (слои семлики, васа, панзи и др.) имеет более грубый состав (песчано-гравийный, иногда с прослоями галечников) и представляет результат размыва соседних возвышенностей и горных массивов, т. е. более или менее типичную молассовую формацию, и накопилась после крупных подвижек по краевым сбросам, создавших или подновивших крутые и высокие эскарпы вдоль бортов грабенов. Во время накопления этих толщ древние широтные транзитные речные системы палео-Кафу, палео-Катонга, палео-Кагера прекратили свое существование в связи с начавшимся слабым сводообразным поднятием восточного плеча рифтовой зоны (Bishop, Trendall, 1967).

Таким образом, в формировании структуры и рельефа северной части Танганьикской рифтовой зоны выделяются две главные стадии. Во время длительной первой стадии (неоген — первая половина антропогена) возникли и были заполнены мощными тонкозернистыми осадками грабенообразные впадины, но обрамляющие их зоны, по крайней мере восточная, испытали лишь весьма небольшое поднятие относительно уровня аккумулятивной поверхности дна грабенов (поднятия вдоль западного борта впадин были более значительными). Во время короткой второй стадии (со второй половины антропогена) в рифтовой зоне усилился рост краевых и внутренних поднятий и значительно возросла контрастность рельефа.

В связи с относительно поздним началом тектонической активизации (с миоцена) в северной части Танганьикской рифтовой зоны ее новейшая структура в основном может быть охарактеризована поведением регионально распространенной нижней (предмиоценовой) денудационной поверхности. Для северной части зоны характерно кулисное расположение частных грабенов и смежных с ними поднятий, вытянутых в северо-восточном направлении, под некоторым (около 15°) углом к основному северо-северо-восточному простираению этой части рифтовой зоны. Каждый более южный грабен располагается несколько восточнее более северного. В гравитационном поле грабенам отвечают резкие локальные минимумы, обусловленные наличием мощных рыхлых осадков. Отрицательные аномалии Буге в грабене Альберт достигают 210 мгл, грабене Эдуард — 190 мгл против 100—150 мгл в смежных с ними районах. Мощность рыхлых осадков, по-видимому, наиболее велика в грабене оз. Альберт (рис. 6) и нижнего течения р. Семлики (до 2,5 км), в грабене оз. Эдуард она может достигать 1,5—2 км, а в грабене р. Альберт — Нила, по-видимому, не более 0,5—1 км.

Грабен оз. Альберт и Нижней Семлики, простирающийся в длину на 300 км при ширине 35—40 км, ограничен строго параллельными почти прямолинейными разломами типа нормальных сбросов. Амплитуда смещений по северо-западному краевому сбросу, кое-где расщепляющемуся на несколько сближенных ступенчатых сбросов, достигает 4 км, по юго-восточному — 2,5—3 км. Очень большой сброс ограничивает с запада более широкий (до 50—60 км) грабен оз. Эдуард. Напротив, на юго-восточном крыле этой впадины развита серия ступенчатых, антитетических сбросов, разбивающих его на ряд узких блоков.

Дно самой мелкой и узкой (20—30 км) впадины Альберт — Нила и ее северо-западное крыло сильно раздроблены мелкими сбросами, а наиболее крупный сброс, к которому прижимается долина р. Аль-

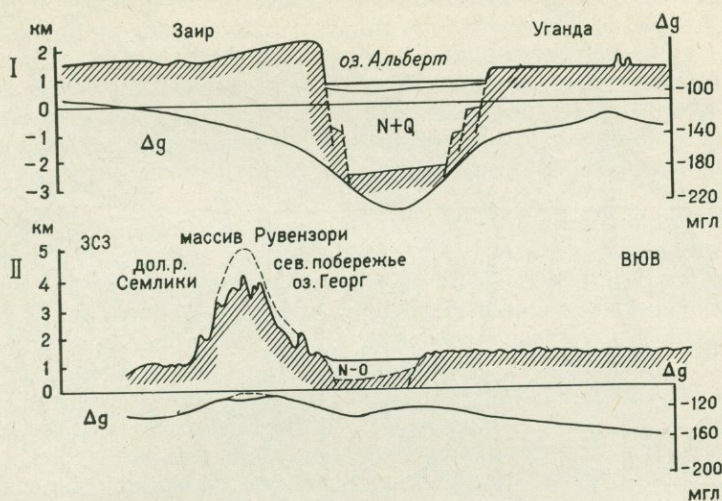


Рис. 6. Соотношения рельефа, неотектоники и гравитационных аномалий Буге в северной части Танганьикской рифтовой зоны. Составил Е. Е. Милановский (1974 г.)

I — профиль через грабен оз. Альберт, II — профиль через массив Рувензори. Вертикальный масштаб относительно горизонтального резко преувеличен

берт — Нила, ограничивает эту асимметричную впадину с юго-востока. «Плечи» ее не приподняты, а наоборот, полого понижаются в сторону этой впадины.

К северо-западным бортам грабенов Альберт и Эдуард вплотную примыкают мощные односторонние горсты или полусводы. Поверхность их поднята до 1,5—2 км над дном озер и уровнем аккумулятивных равнин и до 4—5 км над кровлей фундамента в грабенах. С юго-востока к грабену Альберт примыкает плоская поверхность «жесткого» эпипалеозойского срединного массива Виктория, самая западная часть которого испытала в четвертичное время весьма слабое валлообразное поднятие.

На окончаниях грабенов их днища постепенно поднимаются, разбиваясь многочисленными продольными и отчасти поперечными сбросами и флексурами небольшой амплитуды, но молодые крупноамплитудные и протяженные поперечные разломы не установлены. Северной границей грабена Альберт — Нила и Танганьикской рифтовой зоны в целом служит древняя (докембрийская), но подновленная в неоген — антропогене зона разломов Асва северо-западного простирания.

Между грабенами расположены зоны диагональных перемычек. Наиболее крупная из них — Рувензорская, разделяющая грабены Альберт — Нижней Семлики и Эдуард — Георг, состоит из трех главных

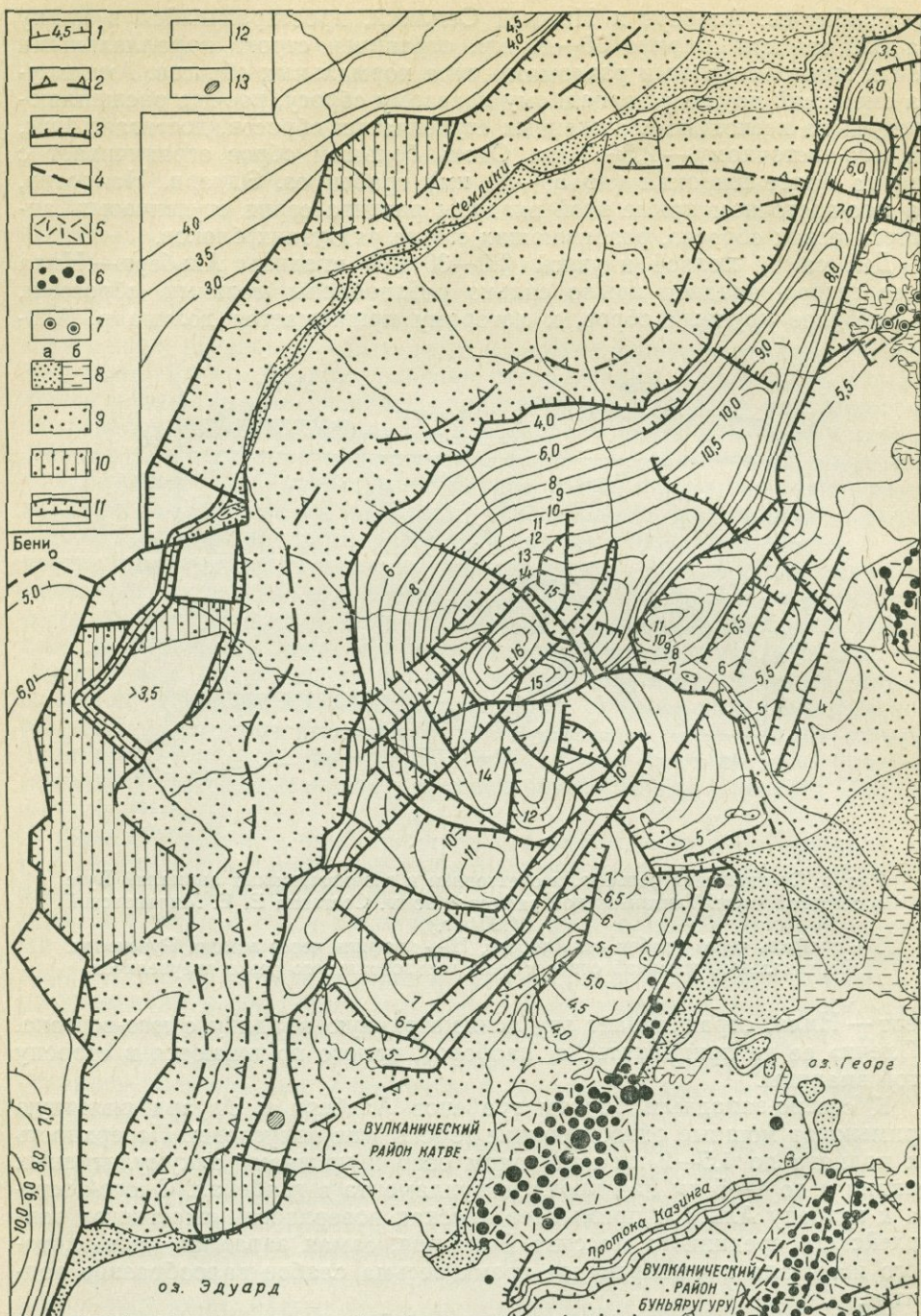


Рис. 7. Схематическая карта неотектоники сводско-глыбового поднятия массива Рувензори и смежных с ним структур. Составил Е. Е. Милановский (1969 г.)

1 — изобазы предмиоценовой денудационной поверхности (в тыс. футов); 2 — условные изогипсы поверхности аккумулятивных равнин внутри впадин; 3 — неоген-четвертичные сбросы; 4 — предполагаемые неоген-четвертичные разломы; 5 — позднечетвертичные пирокластиты щелочного состава; 6 — позднечетвертичные взрывные воронки (маары); 7 — позднечетвертичные моногенные вулканические конусы, сложенные карбонатитовыми туфами; 8 — плоские аккумулятивные равнины, покрытые плейстоценовыми и голоценовыми аллювиально-озерными осадками (а) и болота (б); 9 — аккумулятивные равнины, сложенные плейстоценовыми и плейстоценовыми осадками; 10 — то же, вовлеченные в поднятия, более глубоко расчлененные и террасированные; 11 — глубоко врезанные антицедентные долины; 12 — предмиоценовая денудационная поверхность; 13 — холмистый рельеф, возвышающийся над предмиоценовой денудационной поверхностью, — разрушенная позднемоловая денудационная поверхность с отдельными ее останками

поперечных блоков: блока среднего и верхнего течения р. Семлики, Рувензорского и Форт-Портальского.

Западный, относительно пониженный блок представляет очень неглубокую субмеридиональную депрессию, разделяющую впадины Нижней Семлики и Эдуард. К западу от массива Рувензори в своем среднем течении р. Семлики пересекает и частично огибает три небольших и невысоких горстообразных поднятия. Первоначально они перекрывались континентальными осадками формации Кайсо (плиоцен — нижний плейстоцен), но впоследствии испытали воздымание, приведшее к «откапыванию» домиоценовой поверхности субстрата, и были прорезаны antecedentным ущельем р. Семлики.

Восточный — Форт-Портальский блок представляет более приподнятый и более монолитный выступ фундамента, на востоке переходящий в западный край срединного массива Виктория. Форт-Портальская перемычка разделяет центриклинальное окончание впадины оз. Георг и впадину Васа, являющуюся южным ответвлением грабена Альберт. К северному и южному флексуорообразным бортам этого выступа приурочены районы эксплозивных карбонатитовых извержений, положение центров которых контролируется трещинами северо-восточного простиранья.

Наиболее приподнят средний блок — массив Рувензори (рис. 7). Он представляет поднятие длиной около 120 км и шириной от 5—10 км в северной части до 30 км в южной и до 45 км в средней, расположенное внутри рифтовой зоны и почти со всех сторон окруженное грабенами. Фундамент узкой северной части массива слагают архейские гнейсы, простирающиеся в северо-северо-восточном направлении. Среднюю и южную части массива образуют широтные раннепротерозойские складчатые структуры «системы» Торо.

Наши исследования, проведенные в пределах большей, Угандийской части массива, показали, что за исключением узкого северного участка, представляющего типичный горст, Рувензори следует рассматривать скорее как сводообразное или сводово-глыбовое новейшее поднятие докембрийского фундамента с амплитудой новейшего воздымания до 1—4,5 км (абс. отметки наивысшей точки — 5119 м). Северо-западное крыло поднятия несколько уже и круче юго-восточного. Оно рассечено множеством молодых или активизированных древних разломов продольных (северо-восточного, субмеридионального) и поперечных (северо-западного, субширотного) направлений; амплитуды смещения по ним не превышают первых сотен метров. Несколько большей амплитуды достигают краевые разломы; на восточном борту поднятия они прямолинейны и имеют юго-юго-западное простиранье, а на западном их простиранье меняется от меридионального до широтного. К восточным краевым разломам (в чехле рыхлых осадков, местами выраженном флексурой) приурочено множество эксплозивных воронок и пирокластических конусов, сложенных продуктами щелочного и карбонатитового состава. Разломами различного простиранья поднятие Рувензори разбито на ряд угловатых в плане блоков размером 3—10 км в поперечнике. На крыльях поднятия они несколько перекошены и располагаются ступенчато, а в его наиболее приподнятой центральной части образуют подобие весьма пологого свода, состоящего из мозаики глыб, разделенных сквозными прямолинейными крутосклонными тектоническими долинами, представляющими либо узкие клиновидные грабены, либо зоны трещин растяжения, незначительно переработанные процессами эрозии и ледниковой экзарации. В центральной части массива в пределах наиболее приподнятых семи блоков абсолютные отметки достигают 4,7—5,1 км, а в пределах днищ разделяющих их сквозных долин, взаимно пересекающихся и «стыкующихся» одна с другой, не превышают 3,8—4,3 км. Линия водораздела между бассейнами р. Семлики на за-

паде и оз. Георг на востоке причудливо извивается, а сам водораздел многократно пересекает сквозные долины; в одних из них он выражен незначительными поперечными седловинами, а в других — совершенно не замечен.

Подняtie Рувензори черзвычайно молодо. Его северная узкая часть была перекрыта неогеновыми отложениями и выдвинута из-под аккумулятивной поверхности грабена лишь в конце плиоцена или даже в плейстоцене. Большая крутизна продольного профиля речных долин на склонах Рувензори, их сравнительно неглубокий врез в тело поднятия, крутизна и морфологическая свежесть сбросовых эскарпов, присутствие следов единственного позднечетвертичного оледенения (в отличие от высокогорных массивов Килиманджаро и Кения, где известны следы нескольких оледенений) и, наконец, исключительно высокая, уникальная для Восточной Африки сейсмичность массива Рувензори (только за одну неделю наблюдений летом 1969 г. здесь было зарегистрировано около 250 слабых подземных толчков) и, в частности, наличие катастрофических землетрясений — все эти факты свидетельствуют о его недавнем и интенсивно продолжающемся дифференцированном воздымании. Горстообразные блоки в среднем течении р. Семлики расположены непосредственно к западу от центральной, наиболее приподнятой части массива Рувензори и вместе с ним образуют широтную систему молодых поднятий, занимающих почти все поперечное сечение рифтовой зоны между $0^{\circ}30'$ и $0^{\circ}45'$ с. ш. (в этой же зоне на краевом разломе, обрамляющем массив Рувензори с северо-запада, находился эпицентр семибалльного землетрясения 1966 г.). Все сейсмические очаги располагаются на глубинах до 40 км и приурочены к фокальной зоне, наклоненной к северо-востоку под углом около 45° (Рыкунов и др., 1974), что, по-видимому, может указывать на разрастание поперечной Рувензорской перемычки в северном направлении и активность нормальных поперечных сбросов с падением сместителя к северо-северо-востоку, рассекающих северное крыло этого поперечного поднятия. Поднятию Рувензори, за исключением узкого горстообразного северного участка, отвечает локальный максимум силы тяжести в редукции Буге амплитудой до 20—30 мгл (см. рис. 6). Хотя не исключена его связь с неоднородностями в коре, но кажется более вероятным предположение, что под Рувензори отсутствует «корень гор» и, наоборот, имеется выступ мантии и что воздымание массива имеет антиизостатический характер.

Несмотря на наличие уникального по амплитуде внутреннего поднятия Рувензори и нескольких краевых поднятий, новейшие опускания в северной части Танганьикской рифтовой зоны в целом преобладают над воздыманиями. Последние начинаются позднее опусканий: на восточном плече рифтовой зоны они еще крайне незначительны, а на самом северном — Альберт-Нильском участке пока вообще не проявились.

Средний сегмент Танганьикской рифтовой зоны, прилегающий к оз. Киву и северному окончанию оз. Танганьика, имеет в целом субмеридиональное простирание; однако оно не соответствует простиранию отдельных грабенов и поднятий, которые подчинены двум главным направлениям — северо-северо-восточному и юго-юго-восточному. Соседние грабены размещаются четковидно, но, как правило, имеют различное простирание и «стыкуются» под тем или иным углом, что придает рифтовой зоне в плане зигзагообразные очертания. Краевые и небольшие внутренние поднятия следуют параллельно бортам грабенов. На участках «стыка» соседние грабены, сближаясь друг с другом, нередко сужаются, становятся менее глубокими или даже выклиниваются. Часто наблюдается взаимное пересечение грабенов или, по крайней мере, ограничивающих их разломов, в результате чего создаются Х-образные и У-образные структурные узлы, образованные двумя главными гра-

бенами и одним или двумя второстепенными грабенами или зонами разломов, ответвляющимися от основного ствола рифтовой зоны и слепо затухающими (например, тектонические «узлы» Вирунга и Букаву близ окончаний впадины Киву). Подобные «узлы», аналогичные Мбейскому «узлу» на стыке грабенообразных впадин Руквы, Ньясы и Б. Рвахы в Руква-Ньясской рифтовой зоне, являются главными районами вулканизма внутри Танганьикской рифтовой зоны.

В строении средней части Танганьикской рифтовой зоны, в отличие от северной, ведущую роль играют не глубокие грабены, которым подчинены отдельные краевые и внутренние поднятия, а, напротив, обширные и значительные по высоте сводовые и полусводовые поднятия, которые расколоты рядом относительно узких грабенов, значительно уступающих поднятиям по занимаемой ими общей площади и суммарному объему. Воздымание в средней части зоны началось значительно раньше, чем в северной части, и раньше, чем заложились соседние с ними грабены, — по-видимому, в палеогене. Разность уровней широко распространенной здесь позднемезозойской и предмиоценовой денудационных поверхностей достигает 300—500 м против 100—150 м в более восточных районах. Первоначально поднятие имело характер более или менее единого овального свода, центральная часть которого находилась в пределах юго-западного района Уганды (провинция Кигези), западных районов Руанды и Бурунди и, по-видимому, на месте оз. Киву (свод Руанда — Бурунди). В течение неогена и частично в плейстоцене этот свод был расколот на несколько более мелких полусводовой формы обломков, продолжавших свое воздымание, но разобщенных грабенами и односторонними грабенами различной формы, размеров и глубины.

В гравиметрическом отношении средняя часть Танганьикской рифтовой зоны напоминает среднюю, наиболее приподнятую часть Кенийской (см. ниже). В отличие от молодых внутририфтовых поднятий типа массива Рувензори и плато Уфипа, характеризующихся гравитационными максимумами в редукции Буге, поднятия Юго-Западной Уганды, Руанды и Бурунди на восточном крыле рифтовой зоны, так же как и поднятия к западу от оз. Киву, долины Рузизи и северного окончания оз. Танганьика на ее западном крыле, характеризуются крупными минимумами Буге (Jones *et al.*, 1960), по-видимому, связанными с существованием под ними утолщения коры, либо скорее мощной линзы коро-мантийного материала. В отличие от грабенов Альберт — Нил, Альберт и Эдуард, заполненных мощными толщами новейших рыхлых осадков, с молодой и относительно неглубокой впадиной оз. Киву не связан сколько-нибудь заметный локальный гравитационный минимум. Восточное крыло среднего участка Танганьикской рифтовой зоны представляет довольно широкое и монолитное полусводовое поднятие Руанда — Бурунди (до 2,5 км), тогда как аналогичный полусвод или полувал (поднятия Митумба) на западном крыле более узок и в ряде мест «проломлен» и разбит отдельными узкими грабенами и приразломными впадинами, отходящими от коленчато изгибающейся осевой зоны грабенов к северо-западу и юго-западу, на ряд более мелких сводово-горстовых поднятий с амплитудой воздымания на 2—3 км. Полусводы западной зоны ограничены с востока четко выраженными сбросовыми эскарпами или крутыми флексурами большой амплитуды. Поднятия восточной краевой зоны, за исключением отдельных участков, более плавно понижаются в сторону рифтовых впадин.

Вулканический район Вирунга — Буфумбира, разделяющий впадины озер Эдуард и Киву, в структурном отношении представляет грабен сложной, крестообразной формы, имеющий, по-видимому, вулканотектоническую природу и наложившийся в четвертичное (?) время на относительно приподнятый участок (седловину) в осевой полосе Танганьикской рифтовой зоны. В расположении центров извержений и деформаций

циях вулканических покровов ясно «просвечивают» активные разломы и трещины растяжения северо-восточного, северо-западного и отчасти широтного простираения в просевшем, раздробленном фундаменте этого вулканического района. Позднеплейстоценовые и голоценовые извержения вулканов Вирунги сделали невозможным сток вод оз. Киву к северу и подняли его уровень на несколько сотен метров, приведя к подтоплению резко расчлененного гористого рельефа. Образовался современный глубоководный озерный водоем с множеством островов, извилистыми контурами и расчлененными гористыми побережьями, а главные зоны разломов впадины Киву оказались в значительной степени затопленными водами озера. Тем не менее можно видеть, что она представляет несколько асимметричный в поперечном разрезе и сложный в плане грабен, днище которого сильно раздроблено продольными и поперечными разломами. Подвижки по ним предшествовали четвертичным извержениям в вулканической области Вирунга, но в основном происходили после плиоценовых извержений в расположенной к югу от оз. Киву вулканической области Букаву.

Положение западного борта впадины Киву контролируется сбросами северо-северо-восточного простираения, а резко изгибающийся восточный борт создан разломами этого же и северо-северо-западного направления. Впадина состоит из трех субмеридиональных зон — западного грабена, центрального горста, выраженного в рельефе в виде о-ва Иджви и полуостровов к югу от него, и наиболее широкого асимметричного восточного грабена. Центральный горст и западный грабен разбиты поперечными и диагональными плейстоценовыми разломами на ряд более мелких приподнятых и опущенных блоков. Днища всех трех зон постепенно погружаются к северу, где мощность рыхлых отложений достигает 0,5 км (Degens *et al.*, 1973) и приподнимаются к югу, в направлении вулканического района Букаву. Последний приурочен к «узлу» крестообразного пересечения грабенов, односторонних грабенов и разломов северо-северо-восточного и северо-западного простираения. В районе седловины Букаву днища грабенов первого направления занимают наиболее приподнятое положение, а грабены второго направления вырождаются и затухают. Расположение центров извержений в средней части вулканического района Букаву недостаточно ясно в связи с сильной денудированностью нижнеплиоценовых вулканических образований (6,5—7,5 млн. лет). Но на западном и юго-западном участках этого вулканического района очевидна связь центров извержений с разломами и трещинами северо-северо-восточного и северо-западного направления и узлами их пересечения.

К юго-востоку от вулканического района Букаву находится грабен Средней Рузизи, сужающийся до полного выклинивания к северу и расширяющийся и углубляющийся в юго-восточном направлении. В его северо-западной части покровы ниже-среднеплиоценовых базальтов круто падают в сторону оси грабена. Это свидетельствует о том, что он приобрел свою современную структуру после основной фазы извержений в районе Букаву. Южной границей грабена Средней Рузизи служит узкий поперечный горст Санге. Расположенная к югу от него более широкая и глубокая грабенообразная впадина нижнего течения р. Рузизи представляет северное окончание Северо-Танганьикского грабена, простирающегося в субмеридиональном направлении до зал. Бёртон на юге. Этот грабен длиной около 120 км и шириной 15—20 км ограничен огромными по суммарной амплитуде (до 3—4 км и более в северной части) почти прямолинейными ступенчатыми сбросами и выполнен мощными толщами неоген-четвертичных осадков (до 1—2 км?). В его северной части известны естественные нефтепроявления. Наряду с массивом Рувензори впадина представляет один из наиболее сейсмичных участков Танганьикской рифтовой зоны (Wohlenberg, 1968).

Узкий субмеридиональный горст п-ова Банза, погружающийся к северу под воды озера, отделяет от небольшого грабена северной части оз. Танганьика кулисно подставляющий его гораздо более широкий (50—80 км), длинный (около 250 км), глубоководный грабен Средней Танганьики. Этот грабен, в свою очередь, отделяется четко выраженной в рельефе дна озера относительно мелководной (100—500 м) диагональной перемычкой — горстом Макали — от кулисно подставляющего его столь же широкого, но еще более протяженного (350 км) и более глубоководного (от 500 до 1470 м) грабена Южной Танганьики, вытянутого в северо-северо-восточном — востоко-юго-восточном направлении. Северо-западным продолжением грабена Южной Танганьики служит мезозойский грабен Луама, выполненный отложениями «системы» Карру и, по-видимому, несколько подновленный в кайнозое (?). Таким образом, впадина оз. Танганьики состоит из трех кулисно расположенных грабенов, разделенных узкими диагональными горстообразными перемычками. Если грабен Северной Танганьики входит в состав среднего сегмента Танганьикской рифтовой зоны, то обширные и глубокие грабены Средней и Южной Танганьики с обрамляющими их поднятиями образуют ее южный сегмент, который, в отличие от более северных, в основном наследует грабенообразные структуры мезозойского времени; последние, в свою очередь, подчиняются простираниям ранне-среднепротерозойских (убендийских) складчатых структур фундамента. В южном сегменте, как и в северном, грабены располагаются кулисно и почти параллельно друг другу и представляют главные элементы новейшей структуры, тогда как краевые поднятия обрамляют их далеко не повсеместно; так, например, они почти отсутствуют вдоль восточного борта грабена Средней Танганьики. Южно-Танганьикский грабен отделяется на востоке от грабена Руква асимметричным ступенчатым глыбовым поднятием Уфипа — Убенде шириной 100—120 км и абсолютной высотой от 1—1,5 км в западной части до 1,5—2,4 км в восточной, что на 0,7—1,6 км превышает уровень зеркала оз. Танганьики (773 м). К западному борту грабенов Средней и Южной Танганьики примыкает несколько асимметричных краевых поднятий фундамента (полусводов) с абсолютными высотами до 2—2,5 км (горы Марунгу и др.). Они обрываются к северу крутыми уступами, но линии сбросов в основном скрыты под прибрежными участками дна. На значительных участках грабенов Средней и Южной Танганьики максимальные глубины — соответственно до 1000—1250 м и 1400 м — непосредственно приближены к западным берегам озера. Относительные превышения краевых поднятий над дном котловин Средней и Южной Танганьики (с абс. отметками до —0,55 м —0,7 км), по геоморфологическим данным, достигают 2,5—3,2 км; однако, с учетом мощности выполняющих Танганьикскую впадину позднекайнозойских отложений, истинный размах новейших вертикальных движений, вероятно, составляет не менее 4—5 км. Мощность осадков в грабенах Средней и Южной Танганьики, по сейсмическим данным, превышает 1,5 км (Degens *et al.*, 1971). О присутствии мощной толщи рыхлых осадков говорит также приуроченность к котловине оз. Танганьики значительных отрицательных гравияномалий (—120—210 мгл в редукции Буге). Скорость накопления современных осадков (глинистых илов с диатомовыми) в глубоководных участках Средней и Южной Танганьики составляет 30—50 см в тысячу лет (на подводном поднятии между ними она раз в 10 меньше). Экстраполяция этих цифр на прошлое указывает, что озеро существует, по крайней мере, несколько миллионов лет (Degens *et al.*, 1971). Как правило, осадки залегают почти не деформированно, образуя очень пологие прогибы, но на отдельных подводных горстообразных поднятиях — между грабенами Средней и Южной Танганьики и в средней части последнего — приобретают более крутые наклоны и разбиты многочисленными

мелкими сбросами, перекрытыми лишь тонкой пленкой позднечетвертичных отложений. Близ западного борта впадины Средней Танганьики мощная толща недеформированных осадков упирается в крутую поверхность сброса.

Магнитное поле в пределах Танганьикской впадины характеризуется аномалиями овальной формы, вытянутыми в различных направлениях — продольном, косом и поперечном относительно ее оси и, по-видимому, отражающими неоднородности древнего фундамента. Измеренные величины теплового потока колеблются от 0,4 до 1,4 е. т. п. (т. е. в общем меньше средних значений на континентах), и лишь в одной точке была установлена резко повышенная величина — 3,6 е. т. п. Совокупность структурных и геофизических особенностей Танганьикской впадины привели Э. Дегенса, Р. фон Герцена и Н. К. Вонга к выводу о том, что последняя представляет собой сложный грабен с раздробленным днищем, без явных признаков вулканических или гидротермальных процессов и разобщения блоков континентальной коры, свойственного рифтам Красного моря и Аденского залива. Характерной структурной чертой впадины является параллелизм и резко коленчатые в плане очертания бортов, создающие иллюзию ее возникновения в результате раздвигания земной коры с амплитудой, равной или близкой ширине впадины. Однако истинная амплитуда растяжения значительно меньше, поскольку грабен Южной Танганьики шириной 40 км резко упирается на своем южном конце в поперечный выступ фундамента, а двойной коленчатый изгиб в средней части впадины отвечает диагональному подводному горстообразному поднятию Макали. Аналогичную позицию занимает диагональный горст п-ова Банза в северной части впадины, по своим размерам, форме и тектоническому положению похожий на поднятие о-ва Ольхон на Байкале. И в целом морфология и структура Байкальской рифтовой впадины, состоящей из нескольких кулисно расположенных грабенов, весьма напоминает структуру Танганьикской впадины, так же как и площади озер Танганьика и Байкал (32 900 и 31 500 км²), их длина (650 и 636 км), максимальная ширина (70 и 79 км) и глубина (1470 и 1620 м), гидрологические особенности (в частности, их проточный характер), происхождение и возраст очень близки, что уже давно было отмечено Л. С. Бергом (1922).

Рассматривая строение Танганьикской рифтовой зоны в целом, мы видим, что хотя эта огромная выпуклая к западу дуга образована из трех основных сегментов, имеющих общее юго-юго-западное, долготное и юго-юго-восточное простираие, простираия отдельных разломов, контролирующих конфигурацию грабенов, краевых и внутренних поднятий на всем протяжении рифтовой зоны почти не изменяются. Это юго-западное — северо-восточное (юго-юго-западное — северо-северо-восточное) и северо-западное — юго-восточное (или северо-северо-западное — юго-юго-восточное) простираия. В северной части рифтовой зоны основная роль принадлежит первому направлению, причем в связи с некоторым несовпадением общего простираия рифтовой зоны с простираием разломов возникает серия кулисообразно расположенных грабенов и разделяющих их в той или иной мере приподнятых перемычек. В средней, в целом меридионально вытянутой части зоны оба направления разломов более или менее равноправны, и формируется система коленчато сочленяющихся грабенов северо-западного — юго-восточного и юго-западного — северо-восточного простираия. В южной части ведущая роль переходит к разломам северо-западного — юго-восточного простираия, и вновь возникает система кулисообразно размещенных грабенов. Таким образом, в новейшем структурном плане Танганьикской рифтовой зоны выражены два равноправных структурных направления, в целом для Африки четко выделенные Р. Фюроном (Furon, 1960). Северо-восточное направление в той или иной форме

проявлялось уже в простирации складчатых и разрывных нарушений архейского гнейсового комплекса (например, в пределах Западной Уганды), а северо-западное — в простирации ранне-среднепротерозойских структур убендия и рузизия. Оба направления в равной мере обнаруживаются в ориентировке позднепротерозойских складчатых и разрывных структур фундамента, а также в конфигурации раннемезозойских и меловых грабенов платформенного чехла. В зависимости от плана напряжений в различные эпохи и, в частности, в период кайнозойского рифтогенеза, те или иные из этих древних разломов «оживали», комбинировались друг с другом и участвовали в формировании новых структурных форм.

Ступенчато-глыбовая зона Упемба — Кунделунгу — Мверу. От южного сегмента Танганьикской рифтовой зоны почти перпендикулярно к нему отходит в юго-западном направлении система позднекайнозойских глыбовых структур, занимающая пограничный район Юго-Восточного Заира (Катанга) и Северо-Западной Замбии. Она сложена среднепротерозойскими и позднепротерозойскими (кибариды — ирумиды) складчатыми структурами, частично перекрытыми полого залегающим позднерифейским платформенным чехлом. Общая длина этой зоны достигает 500 км, ширина — 400 км, причем отдельные новейшие структуры располагаются внутри нее кулисообразно, несколько расходясь в стороны к юго-западу. Юго-западной границей их распространения является выпуклая к северо-востоку дуга катангид.

С юго-востока к этому району примыкает раннемезозойский, vyplненный отложениями «системы» Карру грабен Луангвы, наследующий юго-западное простираие структур протерозойского фундамента; по-видимому, он был лишь несколько подновлен позднекайнозойскими подвижками. К северо-западу от него находится относительно малодеформированный блок, в центре которого расположена плоская округлая впадина оз. Бангвеоло. В структуре субстрата этому участку соответствует одноименная среднепротерозойская глыба, частично прикрытая рифейским чехлом. Далее к северо-западу располагается ряд грабенов, горстов и односторонне наклоненных блоков, «выколотых» в позднепротерозойском складчатом фундаменте, но наследующих его юго-западное простираие: впадина (асимметричный грабен?) р. Муконге, ответвляющаяся под прямым углом от южного конца Танганьикской впадины; поднятие к северо-западу от нее; обширный грабен оз. Мверу (Моеро) и долины р. Луапуды, сливающийся на юго-западе с впадиной Муконге; крупное асимметричное поднятие (типа одностороннего горста) плато Кунделунгу, ограниченное на юго-востоке системой сбросов; треугольная в плане впадина верховьев р. Луфира; асимметричное глыбовое поднятие гор Митумба, сливающееся на северо-востоке с поднятием Кунделунгу; односторонний грабен оз. Упембы — р. Луалабы, отделенный на юго-востоке крупными сбросами от поднятия Митумба. Тектоническая природа и новейший структурный план зоны ступенчато-глыбовых деформаций Упемба — Кунделунгу — Мверу описаны Л. Казном (1958), который относит их в основном к антропогену. Амплитуда вертикальных дифференцированных движений отдельных глыб, по геоморфологическим данным, достигает, а с учетом мощности рыхлых новейших отложений, накопившихся во впадине Мверу, возможно, превышает в этой зоне 1—1,5 км.

Система грабенов и впадин бассейна Белого Нила. К северу от Танганьикской рифтовой зоны, отделяясь от нее перемычкой в районе Нимуле — Джуба, в пределах южной части Судана расположена обширная Верхненильская платформенная впадина, выполненная неогеновыми и четвертичными отложениями, мощностью не менее 250—300 м; они подстилаются нубийскими песчаниками (континентальный мезозой) или непосредственно докембрийским фундаментом. Впадина со-

стоит из двух широких прогибов — Бахр-эль-Араба и собственно Белого Нила, соответственно северо-западного и долготного простирания; на юге они сливаются в единую впадину Бахр-эль-Джебелъ. Ранее уже высказывались предположения о возможности продолжения в пределы этих депрессий одной из ветвей Африкано-Аравийской рифтовой системы, в пользу чего говорит, в частности, повышенная сейсмичность бассейна Белого Нила, однако лишь комплексное изучение материалов, полученных при бурении скважин в плиоценовых и плейстоценовых отложениях, позволило суданскому геологу А. А. Эль-Шафии установить широкое развитие в Южном Судане системы дислокаций рифтового типа, погребенных под позднеплейстоценовыми и голоценовыми отложениями. Согласно данным А. А. Эль-Шафии, рифтовые дислокации образуют три зоны. Зона Малакаль — Кости проходит в субмеридиональном направлении вдоль долины р. Белый Нил от 9° до 13° с. ш. Зона Бара ответвляется от северной части первой зоны и имеет северо-западное простирание. Рифтовая зона Джуба-Абу-Джабра в бассейне Бахр-эль-Джебелъ на крайнем юге Судана также вытянута в северо-западном направлении. Наиболее полно изучена рифтовая зона Бара в левобережье Белого Нила. Предположение о ее существовании впервые высказал геофизик М. А. Матвалли на основании гравиметрических данных. Узкие рифтовые впадины Судана выполнены в основном континентальными песчано-гравийными отложениями формации Умм-Рубава. Перекрывающие их позднеплейстоценовые и раннеголоценовые отложения (диатомиты и др.), накопившиеся в период существования в пределах Верхненильской впадины обширного озерного водоема (аналогичного гигантскому раннеголоценовому озеру-морю Чад) и первоначально залегавшие на едином гипсометрическом уровне, также испытали в голоцене в пределах погребенных рифтовых зон дифференциальные деформации и располагаются ныне на существенно отличающихся отметках. Возможно, что в дальнейшем в пределах Верхненильской впадины будут обнаружены новые погребенные кайнозойские грабены. Грабены Южного Судана принадлежат к своеобразному, довольно редкому типу континентальных эпиплатформенных рифтовых зон, формирование которых сопровождается или завершается общим слабым опусканием более обширной прилегающей области.

Руква-Ньясская рифтовая зона. Асимметричное ступенчато-горстовое поднятие Уфипа отделяет от южного сегмента Танганьикской рифтовой зоны кулисообразно прилегающий к ней северный сегмент Руква-Ньяской. Руква-Ньясская рифтовая зона по своей протяженности (около 2000 км), тектоническому «стилю» и истории формирования близка к Танганьикской, особенно к южной ее части, но несколько отличается от нее по своему общему структурному положению. Только северный сегмент Руква-Ньяской зоны, имеющий северо-западное простирание, образует, подобно Танганьикской зоне, западную краевую часть огромного Восточно-Африканского сводово-глыбового поднятия, тогда как южный, меридионально вытянутый сегмент представляет его сильно суженное южное окончание. Северный (Руквинский) сегмент, как и Танганьикская зона, образован ранне-среднепротерозойскими (убендийскими) и частично позднепротерозойскими складчатыми структурами, граничащими на северо-востоке с архейской глыбой, а южный (Ньясский) сегмент лежит в пределах Мозамбикского пояса.

В пределах Руква-Ньяской рифтовой зоны широко распространены континентальные осадочные и отчасти вулканогенные толщи Карру (верхний палеозой — нижний мезозой) и нижнего мела, приуроченные к двум генерациям грабенов и односторонних грабенов, отвечающим двум фазам мезозойского рифтогенеза. Раннемезозойские впадины только частично совпадают с грабенами кайнозойского времени (в наименьшей степени наследовались раннемезозойские впадины северо-во-

сточного простирания — например, Луангва, Рухуху, Метангула), а нижнемеловые «динозавровые» слои выполняют лишь грабены Руква и Ньяса, возрожденные в позднем кайнозое. К мелу же в основном относятся многочисленные проявления щелочного магматизма в южной части Руква-Ньясской рифтовой зоны, выраженные как вулканическими образованиями, так и массивами щелочных пород и карбонатов (в основном близ южного и северного окончаний грабена Ньяса), а также телами кимберлитов (на крайнем юге зоны). Как показал Ф. Дикси (1959), в самой южной части Руква-Ньясской зоны проявления рифтогенеза в основном завершились в мезозое, и четкое морфологическое выражение некоторых мезозойских грабенов (например, грабена Шире) связано не с подновлением их кайнозойскими подвижками, а главным образом с их денудационной препарировкой. Однако севернее роль неоген-четвертичных глыбовых движений резко возрастает. В кайнозойской структуре Руква-Ньясской рифтовой зоны ведущую роль играют три грабена. Самый протяженный и, по-видимому, самый глубокий меридиональный грабен Ньяса, кулисно примыкающий к нему на юго-востоке небольшой грабен с озерами Ширва и Чиута; расположенный северо-западнее грабена Ньяса и отделенный от него поперечной перемычкой грабен Руква, к которому приурочено одноименное мелководное озеро.

Грабен Руква простирается почти на 400 км с северо-запада на юго-восток, постепенно расширяясь, и близ юго-восточного окончания расщепляется на два узких грабена, разделенных горстом Мбози. Мощностъ выполняющих грабен миоценовых (?), плиоценовых и четвертичных осадков неизвестна, но судя по приуроченности к юго-восточному концу оз. Руква гравитационного минимума, вероятно, обусловленного их влиянием (аномалии до -200 мгл в редукции Буге), она может быть весьма значительной. Зона наиболее интенсивных опусканий приближена к почти прямолинейному северо-восточному борту грабена, к которому прижато оз. Руква с уровнем зеркала 793 м. К этому борту непосредственно примыкает край срединного массива Виктория, поверхность которого вблизи грабена Руква лишь весьма незначительно приподнята по сравнению с ее средним положением в пределах этого массива. Напротив, поверхность юго-западного плеча грабена Руква — ступенчатого горстового поднятия Уфипа — достигает непосредственно у борта грабена высот от 1,5 до 2,4 км. В целом новейшая структура Руквинского сегмента отличается резкой асимметрией поперечного профиля. К юго-востоку от впадины Руква, вдаваясь между двумя узкими грабенами на ее окончании и отделяя ее от грабена Ньяса, располагается сложенный протерозоем (убендий) горст плато Мбози. По тектоническому положению и морфологии поднятие Мбози очень похоже на Рувензори, но превосходит его по размеру и существенно уступает по амплитуде новейшего воздымания (до 1,5—2 км). Как и с поднятием Рувензори, с ним связан относительный гравитационный максимум, позволяющий предполагать наличие под горстом Мбози выступа мантийного материала. Южный из грабенов на юго-восточном окончании впадины Руква слепо затухает, а северный, испытав в районе Мбея поперечную ундуляцию, где он распадается на несколько еще более узких грабенов и горстов, далее вновь углубляется и расширяется, переходя в грабен Ньяса.

С Мбейской поперечной перемычкой связаны многократные проявления магматизма. Наиболее древние из них — раннемеловые — выражены карбонатитовым центром Панда, а также массивами щелочн-ультраосновных пород. Вулканический район Рунгве (Harkin, 1960) сложен позднекайнозойскими эффузивами. Н. А. Логачев (1974) выделяет среди них три генерации: раннюю (поздний миоцен — ранний плиоцен?), среднюю (наиболее распространенную; поздний плиоцен — ран-

ний плейстоцен) и позднюю (плейстоцен — голоцен), с которой связаны извержения крупных кальдерных вулканов Рунгве, Киеджо и их сателлитов, последние из которых произошли около 1800 г. н. э. Их пеплы присутствуют в голоценовых и позднеплейстоценовых осадках озер Руква и Танганьика. Лавы и пирокластиты района Рунгве представлены преимущественно оливковыми базальтами, а также тефритами, трахитами и фонолитами. Поперечная перемычка Мбози — Мбея разделяет не только грабены Руква и Ньяса, но и впадины, подходящие к ним под косым или прямым углом. С юго-юго-запада к ней подходит мезозойский грабен Луангва, а с северо-востока — лежащий на его продолжении односторонний грабен Бухоро, принадлежащий к ступенчато-глыбовой зоне Рваха — Киломберо (см. ниже). Горст Мбози, поперечная седловина Мбея, односторонний горст Чунья (между сходящимися южными концами впадин Руква и Бухоро) и краевые поднятия Ньика и гор Ливингстона у северного окончания грабена Ньяса представляют фрагменты древнего* поднятия, напоминающего по своему положению и истории развития поднятие Руанда — Бурунди в средней части Танганьикской зоны. Подобно последнему, оно было расчленено на ряд полуизолированных глыб вдающимися в него с разных сторон грабенами и односторонними грабенами. К этим поднятиям приурочены главные вулканические районы Ньяса-Танганьикской ветви рифтового пояса.

Меридиональный грабен Ньяса длиной свыше 600 км и шириной до 50—75 км почти целиком занят глубоководным оз. Малави (Ньяса) с зеркалом на отметке 472 м, по площади почти не уступающим Танганьике (30 800 км²). Грабен, очевидно, приурочен к зоне древнего тектонического шва: об этом говорит резкое несоответствие простираций докембрийского фундамента на его бортах (северо-восточное на западном, долготное на восточном) и «утыкание» мезозойских грабенов северо-восточного простираения, пересекающих восточный борт грабена, в этот шов. Грабен Ньяса, по крайней мере частично, выполнен каррускими и нижнемеловыми континентальными отложениями и целиком выстлан толщами миоценовых, плиоценовых и четвертичных осадков. Их полная мощность неизвестна, но, судя по приуроченности к северной части озера, где расположены наибольшие глубины (до 500—700 м), огромных отрицательных гравияномалий Буге (свыше 200 мгл), она, по-видимому, может достигать нескольких километров. Плечи грабена также наиболее приподняты (до 2,5—3 км) в его северной части (плато Ньика, горы Ливингстона), а южнее снижаются до 1—1,5 км и почти не обнаруживают локального воздымания к бортам грабена. Амплитуды относительных вертикальных неоген-четвертичных движений грабена Ньяса и его плеч в южном направлении в целом уменьшаются от 4—5 км до 2—3 км и менее.

Тепловой поток на дне грабена Ньяса характеризуется широким диапазоном значений (от 0,19 до 2,88 е. т. п.), в числе которых зафиксированы пять повышенных величин — от 1,66 до 2,88 е. т. п.

В плане, при общем долготном простираении, грабен Ньяса, подобно грабенам Танганьики, имеет коленчатую форму и состоит из участков северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направления, причем изломы простираций одного борта почти точно повторяют изгибы другого. На южном окончании впадина Ньяса расщепляется на два более узких грабена, разделенных долготным поднятием. К восточному из них, занятому верхним течением р. Шире, кулисно примыкает сравнительно короткий грабен, занятый озерами Чуута и Ширва. Та-

* Об относительной древности этого поднятия свидетельствует, в частности, присутствие на плато Мбози и в горах Ливингстона серии ступенчато расположенных денудационных поверхностей юрского, позднемелового и предмиоценового возраста (Горячев, 1974).

ким образом, вблизи своего южного окончания Руква-Ньясская рифтовая зона состоит из трех кулисно расположенных субмеридиональных грабенов, разделенных двумя горстами. Южнее грабена Ньяса располагаются долготный мезозойский грабен нижнего течения Шире и служащий его продолжением вытянутый в юго-юго-западном направлении грабен Уремы; оба они были, по-видимому, лишь незначительно подновлены в позднекайнозойское время (Дикси, 1959).

Ступенчато-глыбовая зона Рваха — Киломберо — Руфиджи. От среднего участка Руква-Ньясской рифтовой зоны отходит в северо-восточном направлении система ступенчато расположенных наклоненных к северо-западу глыб — односторонних горстов и грабенов Рваха — Киломберо — Руфиджи (рис. 8). Она служит связующим звеном между Ньяса-Танганьикской ветвью и южным окончанием Кенийско-Эфиопской ветви. Эта зона глыбовых структур ограничена с северо-запада архейской Танганьикской глыбой и целиком лежит в пределах Мозамбикского пояса предпалеозойской тектоно-магматической активизации. Формирование глыбовых структур северо-восточного простираения в зоне Рваха — Руфиджи, как и в Руква-Ньясской рифтовой зоне, началось в конце палеозоя и происходило в связи с заложением западной (Мозамбикско-Сомалийской) зоны впадины Индийского океана; в это время возникли грабены и односторонние грабены Руфиджи — Метангула, Рухуху, Вами и разделяющие их горсты в юго-восточной части рассматриваемой зоны. Эти грабены и горсты были лишь частично возрождены в кайнозойское время (Руфиджи, Вами). Во впадинах северо-западной части зоны присутствие карруских отложений и мезозойских подвижек не доказано, хотя и вероятно. Главные подвижки вдоль сбросов (амплитудой до многих сотен метров) и накопление довольно мощных толщ континентальных осадков относятся во впадинах Киломберо и Рваха (Бухоро) к неоген-четвертичному времени. В связи с односторонним характером горстов и грабенов отчетливо выражена лишь одна из их границ, совпадающая с крупными сбросами северо-восточного простираения (севернее они приобретают долготное направление), тогда как другая граница является неопределенной и проводится условно.

В целом вся зона Рваха — Киломберо — Руфиджи представляет как бы лестницу из полого антигетически наклоненных ступеней, связывающую высоко приподнятую внутреннюю часть Восточно-Африканского поднятия — срединный массив Виктория с западным краем Индоокеанской впадины. Эта зона, как и зона Упемба — Кунделунгу, авулканична, и этим, как и характером новейших тектонических деформаций, существенно отличается от типичных рифтовых зон Африкано-Аравийского пояса.

СРЕДИННЫЙ МАССИВ ВИКТОРИЯ

Между Кенийской рифтовой зоной на востоке, ступенчато-глыбовой зоной Рваха — Киломберо — Руфиджи на юго-востоке и Танганьикской и Руква-Ньясской рифтовыми зонами на западе лежит огромная сравнительно стабильная, малоподвижная в кайнозойское время область, в центре которой расположено оз. Виктория; по аналогии со срединными массивами геосинклинально-орогенных поясов мы называем ее срединным массивом Виктория.

В отличие от ограничивающих его рифтовых зон, расположенных в пределах зон ранне- и позднепротерозойской складчатости (на западе) или тектоно-магматической активизации (на востоке), массив Виктория представляет обширную область развития архейского гнейсового фундамента, лишь частично переработанную наложенными раннепротерозойскими структурами. Южную половину массива (Танганьикская глыба) слагают архейские гнейсы, мигматиты и граниты, северную

часть (Угандийская глыба) — также архейские (?) гнейсы, гранулиты и чарнокиты, а в его средней части развиты субширотные складчатые структуры, сложенные верхнеархейскими «системами» Ньянза и Кавирондо. Их простира́ния унаследованы раннепротерозойскими складчатыми структурами «систем» Торо-Буганда, Южной Уганды. На отдельных участках массива распространены горизонтально или полого залегающие позднерифейские платформенные или субплатформенные образования «системы» Букоба. Палеозой, мезозой и палеоген в пределах массива Виктория практически отсутствуют. Граница Танганьикской глыбы с долготным Мозамбикским поясом выражена в виде так называемой зоны катаклазитов Бубу и ее продолжения в Западной Кении. Вопрос о положении западного края Мозамбикского пояса в Уганде неясен; его проводят либо вдоль Кенийско-Угандийской границы, по западному краю зоны распространения серии Карасук, либо в северо-западном направлении вдоль зоны катаклазитов Асва, по которой происходит торцовое сочленение гнейсовых комплексов различного прости́рания.

В позднекайнозойской тектонической структуре срединный массив Виктория представляет обширную овальную в плане стабильную область длиной с севера на юг до 1500 км и шириной до 500 км, испытавшую в миоцене и, главным образом, в плиоцен-четвертичное время умеренное и весьма слабо дифференцированное поднятие. Широко распространенная предмиоценовая денудационная поверхность располагается на массиве Виктория в амплитуде высот от 1 до 1,5 км, а на подавляющей части ее территории — от 1,125 до 1,375 км, т. е. ее относительные высоты в пределах всего массива, как правило, не превышают 250 м, а максимально — 500 м. Абсолютные амплитуды новейших поднятий массива, приняв исходную высоту предмиоценового педиплена в 250—500 м, можно оценить в среднем в 750—1000 м, а слабые новейшие коробления коры обычно измеряются минутами и крайне редко превышают 1°. Спокойный характер новейших деформаций массива Виктория резко контрастирует с неотектоникой обрамляющих ее рифтовых зон и зон разломов.

Новейшая структура массива Виктория по отношению к соседним рифтовым зонам представляется как чрезвычайно плоская блюдцеобразная впадина. Даже в тех районах, где он непосредственно граничит с грабенами рифтовых зон, в его краевой части местами наблюдаются очень юные (четвертичные) зоны эмбриональных валообразных поднятий, рост которых еще почти не проявился гипсометрически, но уже привел к возникновению новых водоразделов и коренной перестройке плана гидросети (например, вдоль границы массива с грабенами Альберт и Георг). Блюдцеобразная форма наиболее отчетливо выражена в средней части массива, где расположена обширная (более 50 000 км²) овальная брахисинклинальная впадина (мульда), занятая огромным оз. Виктория. Его возникновение относится ко второй половине четвертичного периода и связано с подпруживанием древних субширотных долин рек, направляющихся к западу, в связи с начавшимся ростом поднятий вдоль западного края массива Виктория. Аналогичное происхождение и возраст имеют менее обширные и глубокие впадины Кьога, к северу от оз. Виктория (около 10 000 км²) и Малагараси к юго-западу от него (около 25 000 км²). Относительная глубина впадины Виктория, длинная ось которой вытянута в юго-западном — северо-восточном направлении, не превышает 150—250 м, Малагараси — 100—150 м, Кьога — 50—100 (?) м. В расположении этих впадин ощущается определенная связь с планом наиболее молодых — протерозойских структур основания: широтно вытянутая впадина Кьога приурочена к раннеплатформенному синклинальному прогибу, выполненному верхнерифейской серией Кьога (аналог «системы» Букоба), долготно вытянутая

впадина Малагараси — к границе архейской Танганьикской глыбы с раннепротерозойской складчатой зоной Убендид и наложенному на нее позднерифейскому раннеплатформенному прогибу, а впадина Виктория в своей большей части приурочена к зонам распространения субширотных позднеархейских и раннепротерозойских складчатых структур и позднерифейскому раннеплатформенному прогибу, выполненному «системой» Букоба.

Хотя впадина Виктория в целом является средне- или позднечетвертичным образованием, возникновение ее осевой, самой глубокой части, возможно, относится к миоцену. В пользу этого говорит присутствие ниже- и среднемиоценовых вулканогенно-осадочных, в том числе озерных отложений на о-ве Русинга, где впадина Виктория переходит в грабен Кавирондо. К неогену же, по-видимому, относится возникновение чрезвычайно пологой впадины Манонга, к югу от оз. Виктория, выполненной карбонатными и тонкообломочными неогеновыми осадками. Другие впадины, осложняющие новейшую структуру массива Виктория, довольно тесно связаны с обрамляющими его рифтовыми зонами. Это относится к впадине Малагараси, расположенной вблизи полусводового поднятия Руанда — Бурунди Танганьикской рифтовой зоны, и к впадине Карамоджа, вытянутой параллельно западному борту и еще более приближенной к обрамляющему ее полусводовому поднятию Кенийской рифтовой зоны. Генетическая связь двух последних структур подчеркивается приуроченностью ряда миоценовых щелочных вулканоплутоических массивов к восточному крылу впадины Карамоджа (Йелеле, Морото, Кадам и др.) или к ее осевой зоне (Торор, Напак, Элгон и др.). Наиболее опущенная южная часть впадины Карамоджа представляет обширную вулканотектоническую (?) депрессию на северном склоне огромного миоценового стратовулкана Элгон.

Еще более тесно связаны с развитием Кенийской рифтовой зоны узкие грабены и односторонние грабены, пересекающие ее западное краевое полусводовое поднятие и «вливающиеся» на западе в обширную впадину оз. Виктория. Наиболее крупным из них является ступенчатый грабен зал. Кавирондо. К югу от него расположена асимметричная приразломная впадина долины р. Мара, а еще южнее — неглубокий широтный грабен (?) зал. Спика. Своеобразную новейшую структуру в юго-западной части массива Виктория представляет небольшая (30×50 км) прямоугольная в плане впадина (грабен?) долины Кунга, заполненная аллювиальными и болотными осадками. Хотя она не соединена непосредственно с соседним рифтом Руква, но вытянута приблизительно перпендикулярно к его простиранию и по структурному положению напоминает грабен Кавирондо и ступенчато-глыбовые зоны Рваха — Киломберо и Улемба — Кунделунгу. Неотектоническая роль древнего глубинного разлома Асва в северной части массива Виктория недостаточно ясна. Но новейшая активизация по крайней мере самой северо-западной части зоны Асва не подлежит сомнению, так как поднятый северо-восточный борт этого разлома, поперечного к простиранию грабена Альберт — Нила, обрывает его на северо-востоке и служит северной границей Танганьикской рифтовой зоны.

МАСАЙСКИЙ ВНУТРЕННИЙ МАССИВ

Масайский массив представляет собой второй малодеформированный, «жесткий» элемент в южной части Африкано-Аравийского рифтового пояса. От срединного массива Виктория он отличается значительно меньшими размерами (200×300 км) и особенностями тектонического положения. Если массив Виктория сложен породами архея и разделяет две главные ветви рифтового пояса, то Масайский массив располагается между окончаниями Кенийской рифтовой зоны и ступенчато-

глыбовой зоны Рваха — Киломберо, которые «затухают», подходя к массиву с севера и с юга, и частично охватывают его с запада и с востока, и, подобно этим зонам, лежит в пределах Мозамбикского пояса предпалеозойской тектоно-магматической активизации. Поскольку Масайский массив находится внутри единого «ствола» кайнозойских рифтовых структур, его правильнее назвать не срединным, а внутренним массивом. Предмиоценовая денудационная поверхность на Масайском массиве поднята на ту же высоту (1—1,5 км), как и на массиве Виктория, но относительно сильнее нарушена сбросами субмеридиональных простираний амплитудой в десятки, реже первые сотни метров. Как правило, западные крылья сбросов относительно приподняты, а на востоке к ним примыкают узкие односторонние грабены. Подобные ступенчатые структуры можно рассматривать как окончания разломов южной виргации Кенийской рифтовой зоны, проникающие в «тело» Масайского массива и постепенно затухающие к югу. Они имеют, по видимому, плиоцен-четвертичный возраст. Проявления мезозойского и кайнозойского магматизма в пределах Масайского массива неизвестны.

КЕНИЙСКО-ЭФИОПСКАЯ ВЕТВЬ

Кенийско-Эфиопская ветвь Африкано-Аравийского рифтового пояса протягивается от района Баб-эль-Мандебского пролива на севере, где она смыкается с северной и восточной ветвями этого пояса, до Северной Танзании на юге, где она расщепляется на ряд веерообразно расходящихся и постепенно затухающих к югу разломов. Эта ветвь состоит из двух кулисно расположенных рифтовых зон: южная — Кенийская вытянута меридионально, а северная — Эфиопская имеет северо-восточное простирание. Обе зоны располагаются в пределах Мозамбикского пояса, т. е. зоны ранне-(?) протерозойской складчатости, подвергшейся в конце протерозоя — начале палеозоя (в эпоху байкальской складчатости) тектоно-магматической активизации, приведшей к «омоложению» слагающих ее метаморфических пород. Фундаментом их являются простирающиеся в общем долготном направлении нижнепротерозойские (?) гнейсовые толщи, а в пределах Эфиопской рифтовой зоны — также выявленные в последние годы позднепротерозойские комплексы. Мезозойские структуры рифтового типа в пределах Кенийско-Эфиопской ветви отсутствуют, и проявления рифтогенеза целиком относятся к кайнозою. Кайнозойские разломы рифтовых зон в основном следуют простираниям докембрийского метаморфического фундамента, хотя нередко секут частные структуры последнего. Однако и в этих случаях наблюдается «приспособление» к древним структурам, выраженное в коленчатых изгибах простираний молодых разломов.

Для рифтовых зон Кенийско-Эфиопской ветви характерны исключительно мощные проявления кайнозойского вулканизма, предшествовавшие их заложению и сопровождавшие все стадии их формирования. Как единая структура эта ветвь описана под названием «Восточная рифтовая система Африки» Б. Бейкером, П. Мором и Л. Вильямсом (Baker et al., 1972).

Кенийская рифтовая зона, или как ее нередко называют по имени впервые описавшего ее английского геолога Дж. Грегори (Gregory, 1896), рифтовая зона Грегори, простирается восточнее срединного массива Виктория от района оз. Рудольфа на севере до озер Эяси и Маньяра на юге. Длина ее достигает 1000 км, а ширина в средней части зоны — 500 км. Приводимая ниже характеристика Кенийской зоны основана, главным образом, на работах Б. Бейкера, Э. Саггерсона, Дж. Мак-Колла, Л. Вильямса, а также на результатах исследований советской Восточно-Африканской экспедиции («Восточно-Африканская рифтовая система», т. I—III, 1974 г.). Новейшая структура Кенийской рифтовой

зоны в основном сформирована в результате неоген-четвертичных тектонических движений, сопровождавшихся очень интенсивной наземной вулканической деятельностью, но начало этих процессов, по-видимому, относится еще к палеогену или позднему мелу. Характер неотектонических движений устанавливается по «поведению» предмиоценовой денудационной поверхности, срезающей породы докембрия, которая исключительно широко распространена по периферии рифтовой зоны и отчасти на плечах рифта. Однако на ряде участков плеч и почти повсеместно в пределах грабенов эта поверхность погребена под новейшими вулканиками и осадками, что при почти полном отсутствии геофизических и буровых данных о глубине залегания фундамента существенно затрудняет выяснение структуры рифтовой зоны. Она рисуется как обширный овальный пологий свод, высоко поднимающийся над прилегающей к нему на востоке впадиной Нижней Таны и менее резко — над срединным массивом Виктория. На своих окончаниях Кенийский свод периклинально погружается и переходит на юге в Масайский внутренний массив, а на севере — в седловину Рудольф, к северу от которой располагается Эфиопский свод. Вдоль длинной оси Кенийского свода проходит главный Кенийский рифт (грабен), а на его крыльях — ряд второстепенных грабенов, зон разломов и глубоких трещин поперечного или диагонального направления. На среднем участке рифтовой зоны, протяженностью около 300 км, между озерами Магади на юге и Баринго на севере осевой грабен имеет ширину 50—75 км и его борта взаимопараллельны, но далее к северу и к югу рифтовые разломы расходятся в разные стороны и веерообразно расщепляются, и сравнительно узкий грабен превращается, таким образом, в серию относительно приподнятых и опущенных блоков общей шириной до 300 км на севере и до 400—500 км на юге. В целом грабены и молодые разломы Кенийской рифтовой зоны подчиняются закономерностям расположения разрывов растяжения, возникающих в процессе роста брахиантиклиналей. В Кенийской рифтовой зоне, в отличие от Танганьикской и Руква-Ньясской зон, площади районов, вовлеченных в кайнозой в поднятие, а также объемы поднятых массивов существенно превышают площади и объемы новейших впадин.

Крылья или плечи Кенийской рифтовой зоны представляют пологие полусводы, обрывающиеся к осевому грабену ступенчатыми сбросами или флексурами (рис. 9). В основном они сложены докембрийскими породами, срезанными предмиоценовой денудационной поверхностью, но на значительных участках над ней возвышаются массивы более древнего холмистого рельефа, нередко несущие реликты более древней, позднемеловой денудационной поверхности, а кое-где — останцы еще более древнего денудационного рельефа (горы Чеморонги, Черангани и Моита на западном плече, Паре и Усамбара на восточном). Их тяготение к плечам рифтовой зоны свидетельствует о том, что воздымание Кенийского свода началось задолго до миоцена, возможно, еще с конца мезозоя. На среднем участке зоны, между 2° ю. ш. и 1° с. ш., где оба полусвода наиболее приподняты, докембрийский субстрат перекрыт позднекайнозойскими вулканиками, сильно затрудняющими реконструкцию его погребенного рельефа. Основную роль среди них играют покровы позднемиоценовых фонолитов (12—13 млн. лет), излияния которых происходили, очевидно, в пределах центральной части Кенийского свода, до возникновения осевого грабена. На обоих плечах кое-где располагаются остатки срезанных краевыми сбросами обширных плиоценовых щитовых вулканов, очевидно, возникших над глубокими продольными трещинами. Впоследствии по ним произошли значительные дифференциальные подвижки, опустившие «внутренние» половины вулканов и высоко приподнявшие их «внешние» половины. Предмиоценовая денудационная поверхность максимально приподнята на западном

плечо до 2—2,5 км, а на восточном — до 1,75—2 км и полого понижается к внешней периферии полусводов. Уклон ее составляет в среднем 0,5—1° и лишь кое-где достигает первых градусов. Максимально поднятые участки на крыльях рифта либо вплотную прилегают к краевым разломам, либо отстоят от них на некоторое расстояние; в этих случаях крыло представляет собой асимметричный свод с оборванным крылом (например поднятие Абердер на восточном «плече»).

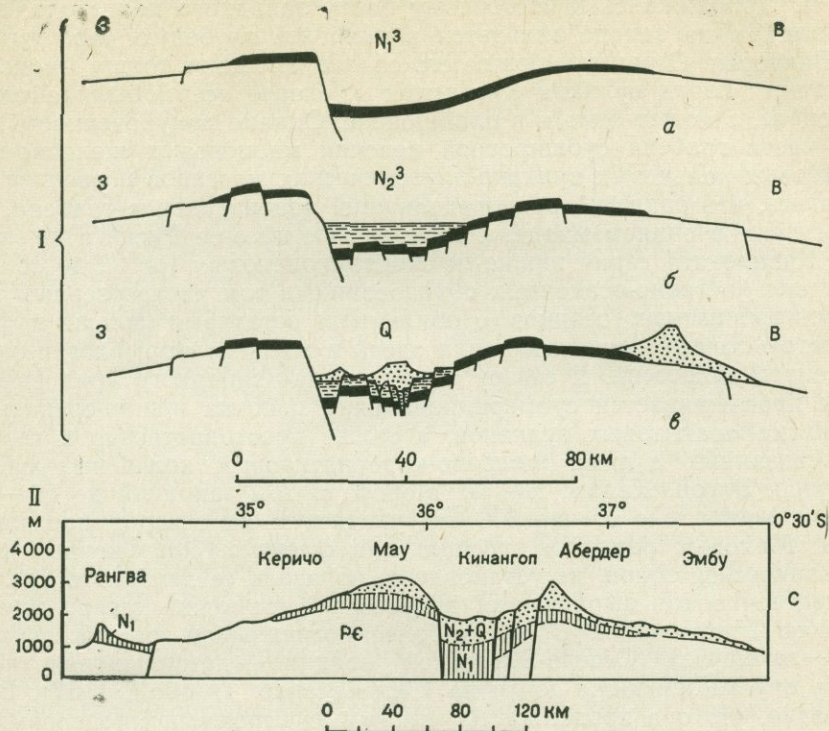


Рис. 9. Схематические палеотектонические профили (I) и геологический профиль (II) через среднюю часть Кенийской рифтовой зоны. По Б. Бейкеру (1973 г.)

Восточное крыло, за исключением южного окончания рифтовой зоны, построено наиболее просто. Здесь на фоне почти идеального полусвода или асимметричного свода наблюдаются лишь небольшие ундуляции шарнира. Вдоль пологого восточного крыла полусвода простираются несколько долготных сбросов и узких шовных грабенов небольшой амплитуды (сброс Мутито, грабен средней Таны), а вкрест него проходят крупные зоны трещин растяжения, радиально расходящиеся от центра Кенийского свода к северо-востоку и к юго-востоку; к ним приурочены вулканические гряды Ньямбени и Чьюлу — Султан-Хамуд, состоящие из множества мелких четвертичных базальтовых вулканов. На юго-западном продолжении гряды Ньямбени расположен огромный позднеплиоценовый вулканический массив горы Кения, под которым, как и под массивом Килиманджаро, следует предполагать локальное вулcano-тектоническое проседание субстрата. Ближе к оси свода обе зоны вулcano-активных трещин затухают.

Западное крыло более приподнято и построено сложнее. Здесь отчетливее выражены ундуляции прибортовой зоны полусвода, достигающие 0,5—0,7 км. Это крыло также осложнено поперечными и диагональными разломами западного и юго-западного простирания, затухающими при приближении к центральной части свода. В отличие от

радиальных трещин восточного крыла, они обнаруживают значительные смещения и не контролируют размещение четвертичных вулканических центров. Наиболее значителен сброс, проходящий вдоль долины р. Мара, и субширотные сбросы, ограничивающие поперечный грабен Кавирондо, приуроченный к наиболее приподнятому центральному участку западного полусвода. Длина его — около 150 км, ширина — от 30 км на востоке до 50 км на западе, максимальная глубина превышает 500 м. Приближаясь к восточному борту западного полусвода, грабен затухает, а на западе вливается в наиболее глубокую часть впадины оз. Виктория. Ограничивающие его сбросы смещают толщу миоценовых щелочных пород вулкана Кизингири и, скорее всего, были активны в плиоцене, а может быть и в плейстоцене. Однако приуроченность к южной части грабена субширотной цепочки миоценовых щелочно-карбонатитовых кольцевых вулканоплутонических массивов позволяет предполагать, что разлом, предопределивший возникновение грабена, заложился уже в раннем миоцене. Присутствие на о-ве Русинга (в «горле» зал. Кавирондо) серии ниже- и среднемиоценовых (от 22 до 16,5 млн. лет) вулканогенно-осадочных образований, в том числе озерных терригенно-карбонатных осадков с обильными остатками флоры и фауны, свидетельствует о существовании здесь в миоцене морфологически выраженной депрессии. К северу от него вдоль западного края рифтовой зоны прослеживается субмеридиональная цепочка ниже-среднемиоценовых нефелинитовых вулканов, а также пространственно и генетически связанных с ними щелочно-карбонатитовых кольцевых массивов (Тороро, Элгон, Кадам, Напак, Морото и др.) шириной до 50—60 км и протяженностью свыше 650 км, уходящую на север в пределы Судана. Молодых разломов, трещин или флексур, сопряженных с этой вулканической зоной, не установлено, но вдоль ее западного края протягивается слабо выраженная депрессия Карамоджа северо-северо-западного простирания. В ее наиболее погруженной юго-восточной части — замкнутой Северо-Элгонской впадине — домиоценовая поверхность опускается ниже почти на 1 км (Bishop, Trendall, 1967). Весьма вероятно, что она продолжается к югу под огромный миоценовый вулкан Элгон и представляет собой вулканотектоническую депрессию.

Осевой грабен или собственно Кенийский рифт («рифтовая долина Грегори») приурочен к оси Кенийского свода. Его в целом близкое к долготному простирание осложнено S-образными изгибами, благодаря чему на центральном участке между 1° ю. ш. и экватором рифт простирается с северо-северо-запада на юго-юго-восток, а севернее и южнее довольно резко поворачивает и приобретает северо-северо-восточное — юго-юго-западное направление. К северу от 1° с. ш. и к югу от 2° ю. ш. начинается расщепление краевых разломов, а еще далее к северу и к югу сравнительно узкий, четко выраженный грабен воронкообразно раскрывается, превращаясь в широкую веерообразную в плане структуру. Поверхность дна грабена повсеместно морфологически опущена относительно его бортов на 0,5—1 км (максимум — до 1,5 км) и воздымается от северного и южного окончаний рифта, где она лежит соответственно на абсолютных отметках 375—500 м и 600—1000 м, к его средней части, достигая в районе озер Найваша — Накуру (между 0° и 1° ю. ш.) максимальных высот 1700—2000 м. Дно грабена vyplнено верхнемиоценовыми, плиоценовыми и четвертичными вулканическими образованиями и континентальными, главным образом озерными, осадками мощностью от 0,5—1 до 2—3 км (например севернее оз. Баринго); во всяком случае, она значительно больше, чем мощность вулканитов на «плечах» рифта. Поэтому истинная амплитуда опускания осевого грабена относительно плеч может превышать 2 км. В северной и южной частях грабена она в общем уменьшается, и на его южном окончании повсеместно, а на северном — местами докембрий-

ский фундамент выходит на поверхность. Сбросы, обрамляющие осевой грабен, не продолжают непрерывно, а затухают по простиранию и кулисно подставляют друг друга. Во многих поперечных сечениях западный край рифта ограничивается крупным сбросом амплитудой до 1—2,5 км (или серией тесно сближенных ступенчатых сбросов), тогда как на восточном его краю мы видим в ряде мест более широкую лестницу из малоамплитудных сбросовых ступеней, осложняющих обширную флексуру. Согласно Б. Бейкеру, краевые разломы западного борта возникли непосредственно за излияниями позднемиоценовых платофонолитов; не исключено, что главная магмовыводящая трещина (или зона трещин) и предопределила положение западного краевого разлома. На месте же разломов восточного борта первоначально образовалась флексура.

Верхнеплиоценовые и нижнеплейстоценовые лавовые покровы на дне грабена рассечены многочисленными мелкими сбросами амплитудой от нескольких метров до нескольких сотен метров и протяженностью от сотен метров до 10—15 км и более. Они располагаются на расстоянии от первых километров до десятков метров один от другого. Особенно хорошо они выражены на участках, прилегающих к оз. Магади и к озерам накуру — Ханнингтон (McCall, 1967). В зависимости от относительного направления смещений по сериям смежных сбросов они либо образуют клавиатуры поднятых и опущенных блоков, либо осложняют внутренние ступенчатые горстообразные поднятия и грабены шириной от 1—2 до 10—15 км. Ступенчатые сбросы нередко имеют антитетический характер. Их простирания в целом близки к общему простиранию осевого грабена, однако нередко наблюдаются две системы пересекающихся сбросов северо-северо-западного и северо-северо-восточного направлений. Параллелепипедальный рисунок сетки разломов особенно характерен для участков перехода от среднего сегмента рифта к его окончаниям, где начинается расщепление структур рифтовой зоны. Возможно, сбросы различного простирания несколько разновозрастны и их последовательное формирование отражает переориентировку плана тектонических напряжений в ходе развития Кенийского рифта. Так, например, в районе оз. Ханнингтон сбросы северо-северо-восточного простирания, по-видимому, моложе, чем северо-северо-западного (McCall, 1967). Поперечные сбросы играют резко подчиненную роль и прослеживаются лишь в пределах отдельных сравнительно узких продольных зон.

Кайнозойские разломы со смещениями представляют нормальные сбросы с наклоном поверхности смещения порядка 60—80°. По подсчетам Б. Бейкера (Baker, Wohlenberg, 1971), горизонтальное растяжение земной коры в пределах осевого грабена в процессе перемещений по ограничивающим и рассекающим его наклонным сбросам (если допустить их средний наклон в 63°) составило в средней части Кенийской рифтовой зоны, где амплитуды смещений максимальны, около 5 км, уменьшаясь к северу и к югу до 3 км. При оценке истинной амплитуды горизонтального поперечного растяжения необходимо принимать во внимание существование скрытых сбросов, а также заполнение трещин многочисленными дайками как на дне рифта, так и отчасти на его плечах. Однако и с учетом даек общая амплитуда растяжения в средней части рифтовой зоны вряд ли превышает 10 км, а на ее окончаниях, где сбросы затухают, а вулканизм исчезает, она снижается почти до нуля.

Наиболее опущенные участки рифта приурочены в основном к его осевой зоне. Они представляют четковидно или кулисно расположенные ступенчатые грабены, выполненные четвертичными озерными осадками, пирокластолитами и лавами мощностью до нескольких сотен метров. Центральные части ряда частных грабенообразных впадин заняты

пресными (оз. Найваша) или солеными (содовыми) озерами, питающимися водами горячих содовых источников (озера Натрон, Магади, Накуру, Ханнингтон, Барринго и др.). Они представляют реликты значительно более обширных озер, существовавших в последнюю, позднечетвертичную (гемблейскую) плювиальную эпоху. Плейстоценовые образования в подобных котловинах местами слабо деформированы и подвергались сбросовым смещениям небольшой амплитуды. Таким образом, устанавливаются три главные фазы сбросообразования, сопровождавшие развитие Кенийского рифта: послемiocеновая, поздне- или послеплейстоценовая и позднеплейстоценовая.

В приосевой зоне рифта располагается ряд вулканов центрального типа ранне-среднеплиоценового (щелочные вулканы), позднеплиоценового и четвертичного возраста. Вулканы первых двух генераций известны, главным образом, в южной части рифта. Интересно, что их постройки меньше нарушены сбросами, чем окружающие их позднеплиоценовые и раннеплейстоценовые покровы базальтов и трахитов. Четвертичные стратовулканы, часть из которых осложнена кальдерами, прослеживаются по всей длине рифта (Олдойнио Ленгаи, Лонгонот, Сусва, Менангаи, Силали, Телеки). Первый и последний вулканы продолжают действовать до настоящего времени.

Область виргации рифтовых структур, приуроченная к южной периклинали Кенийского свода (см. рис. 5), была детально изучена советской Восточно-Африканской экспедицией, в трудах которой подробно рассмотрены: ее разрез (Логачев, 1974), новейшая структура (Горячев, 1974), особенности рельефа и связь проявлений вулканизма с тектоникой (Милановский, 1974). К югу от 2° ю. ш. в районе оз. Натрон Кенийский грабен сперва несколько расширяется в результате появления довольно широкой промежуточной ступени на его западном борту и более узкой — на восточном. Затем между $2^{\circ} 40'$ и $3^{\circ} 30'$ ю. ш. грабен быстро раструбообразно расширяется. Ограничивающие и рассекающие его дно сбросы меняют субмеридиональное простирание на юго-западное, преобладающее в западной части «раструба», и юго-восточное, доминирующее в его восточной части; в средней же части присутствуют разломы трех направлений, ветвящиеся и частично пересекающие друг друга. К ветвям рифта приурочено большое число крупных средне-, позднеплиоценовых и четвертичных вулканов центрального типа, нередко осложненных кальдерами. С юго-западной ветвью связано так называемое нагорье Гигантских кратеров — группа слившихся основаниями базальто-трахитовых вулканов с возрастом 1—2 млн. лет и, в частности, вулкан Нгоронгоро с уникальной по своему диаметру (20 км) кальдерой. К юго-восточной ветви относится ряд средне- и позднеплиоценовых вулканов и четвертичные вулканы Меру и Нгурдот. Мощный позднечетвертичный направленный взрыв образовал на вулкане Меру глубокую подковообразную кальдеру, в которой формируется современный внутренний конус (Милановский, 1974). В средней ветви рифта южнее оз. Натрон располагаются четвертичные щелочно-карбонатитовые вулканы Керимаси и Олдойнио Ленгаи; последний действует до наших дней (Дausон, 1969). Широкое развитие полигенных центральных вулканов в области южной виргации Кенийского рифта, в отличие от преобладания трещинных излияний в более северной его части (где магмовыводящими каналами служат взаимопараллельные субмеридиональные разломы и трещины), очевидно, обусловлено наличием здесь глубоких разрывов и трещин растяжения нескольких направлений, к узлам пересечения которых приурочены наиболее крупные и долгоживущие вулканы. К юго-восточной ветви с востока примыкает обширная субширотная вулканотектоническая депрессия, большую часть которой занимает гигантский полигенный вулканический массив Килиманджаро, извергавший продукты умеренно щелочного состава. Он состоит из

трех слившихся вулканов, насаженных на общую магмовыводящую зону западно-северо-западного простирания, два из которых — Шире и Мавензи в основном завершили свою деятельность в раннем плейстоцене, а расположенный между ними вулкан Кибо (высочайшая вершина Африки — 5895 м) сохраняет активность до настоящего времени.

Хотя в области южной виргации между $2^{\circ}40'$ и $3^{\circ}30'$ ю. ш. господствуют разломы юго-западного и юго-восточного и отчасти долготного простирания, в целом он представляет вулканическую зону, вытянутую в общем широтном направлении, перпендикулярном к простиранию Кенийского рифта. На юге средний участок этой зоны граничит с Масайским внутренним массивом, в пределы которого из области южной виргации проникают лишь отдельные субмеридиональные сбросы. Крайние же юго-западная и юго-восточная ветви Южно-Кенийского веера продолжаютсся далее к югу еще на 200—250 км, полуохватывая Масайский массив с запада и востока, и затухают между 5 и 6° ю. ш. Юго-западная ветвь представляет веерообразно расширяющуюся систему асимметричных и односторонних горстов и грабенов, т. е. полого наклоненных к северо-западу и западу глыб, оборванных с юго-восточной или восточной стороны нормальными, нередко ступенчатыми сбросами. Наиболее крупные асимметричные грабены заняты озерами Эяси, Маньяра, Балангида и др. Амплитуда некоторых сбросов достигает 1—2 км. На крайнем юго-западе и юге этой ветви располагаются обширные, плоские, но также асимметричные четвертичные впадины Вемберо — Манонга и Бахи, занятые аллювиально-болотными равнинами. Юго-западная ветвь виргации наложена под почти прямым углом на простирающуюся в юго-юго-восточном направлении зону сочленения Мозамбикского пояса и архейской Танганьикской глыбы. В этой зоне, наряду со сбросами и трещинами юго-западного простирания, значительную роль приобретают почти перпендикулярные к ним молодые разломы, следующие простираниям докембрийского субстрата. Эти две системы разломов создают местами своеобразную «шахматную» структуру из ряда мелких прямоугольных и квадратных относительно приподнятых и опущенных блоков, находящую прямое выражение в современном рельефе (например в районе Донгобеш; Милановский, 1974). Проявления новейшего вулканизма в этой наиболее далекой части юго-западной ветви виргации отсутствуют, за исключением двух участков — сильно разрушенного неогенового вулканического массива Квараха и вулкана Хананг; последние характеризуются вулканитами щелочной серии и окружены многочисленными четвертичными эксплозивными воронками. Оба участка отличаются очень высокой сейсмической активностью, а массив Квараха испытывает интенсивное локальное сводово-блоковое поднятие, вероятно, плутоно-тектонического характера. Таким образом, проницаемость коры для магматических продуктов в сторону южного окончания Кенийского рифта постепенно уменьшается, но тектоническая активность остается высокой, а сейсмическая — существенно возрастает.

Лишенный вулканических проявлений южный участок юго-восточной ветви виргации (южнее $3^{\circ}30'$) не является прямым продолжением более северного участка (Гелаи — Меру), а как бы «отскакивает» на восток примерно на 100 км. Это смещение осуществляется в пределах широтной вулканической зоны Нгоронгоро — Меру — Килиманджаро. В пределах этого участка юго-восточной ветви выделяются две основные структуры: 1) прилегающий с северо-востока к Масайскому массиву неглубокий грабен тектонически подпруженной долины р. Пангани, днище которого выстлано четвертичными озерно(?) - аллювиальными осадками, и 2) система кулисно расположенных односторонних горстовых поднятий гор Паре и Усамбара, сложенных протерозойскими гнейсами. На этих горных массивах установлено присутствие серии денудационных поверхностей мезозойского и раннекайнозойского возраста, по-

степенно повышающихся к их сбросовому юго-западному борту, свидетельствующих о том, что их воздымание происходит с позднего мезозоя (Милановский, 1974).

Участок северного окончания Кенийской рифтовой зоны отличается от южного большей длиной и менее резким «раскрытием» веера разломов. Вулканические извержения начались здесь раньше, чем на южной периклинали, а возможно, и в средней части Кенийского свода (в раннем миоцене), а проявления вулканизма, так же как и тектонические деформации позднемиоценового и четвертичного времени, здесь, напротив, менее интенсивны. Ширина Кенийского рифта к северу от 1° с. ш. начинает увеличиваться, достигая на широте южного конца оз. Рудольф 200 км, а у его северного конца — даже 300 км. Это расширение сопровождается понижением днища грабена и обрамляющих его полусводовых поднятий вплоть до полного их затухания. Сбросы, обрамляющие рифт и пересекающие его днище, расщепляются и веерообразно расходятся к северо-северо-западу, северу и северо-северо-востоку, а амплитуда их уменьшается. Согласно Б. Бейкеру, для северного окончания Кенийского рифта характерна асимметрия, выражающаяся как бы в последовательном «оттеснении» грабена к востоку. Западный краевой разлом (или флексура?) северо-северо-западного простирания, выраженный эскарпом Карасук — Туркана, по-видимому, был активен, главным образом, в домиоценовое время, поскольку распространенные к востоку от него, на плато Туркана нижнемиоценовые лавы прислоняются к этому уступу и даже частично погребают его. Центральную часть Турканской тектонической ступени занимает блюдцеобразная впадина Лотикипи, в которой эти лавы погребены под неоген-четвертичными континентальными осадками. Ее поверхность располагается на высоте около 0,5 км. Позднее завершились подвижки по меридиональным сбросам, ограничивающим впадину северной части оз. Рудольф. На ее западном борту четко выраженные в рельефе ступенчатые меридиональные антитетические сбросы с опущенными восточными крыльями смещают полого наклоненные к западу нижнемиоценовые осадки и лавы, а также подстилающие их более сильно деформированные континентальные верхнемезозойские (меловые?) отложения с остатками скелетов динозавров. Эти отложения погружаются в сторону котловины оз. Рудольф и, очевидно, заполняют ее. Самыми поздними по времени завершающих подвижек являются сбросы северо-северо-восточного направления, обрамляющие грабен юго-восточной части оз. Рудольф (к которому приурочен активный вулкан Телеки), и лежащий на его северном продолжении грабен оз. Стефание. Таким образом, северное окончание Кенийского рифта со временем как бы смещалось по часовой стрелке и приобретало в антропогене северо-северо-восточное простирание.

Кенийский и Эфиопский своды разделяет депрессионная зона северо-западного — юго-восточного простирания, связывающая кайнозойские впадины Белого Нила в Южном Судане и Марсабит в Северо-Восточной Кении (последняя впадина, залитая четвертичными базальтами, в свою очередь, представляет центриклинальное окончание мезокайнозойского перикратонного прогиба Нижней Таны). Эта депрессия осложнена седловиной Рудольф, которая служит связующим звеном между Кенийским и Эфиопским сводами. В строении Кенийской рифтовой зоны исключительную роль играют вулканические образования. Общая площадь их распространения составляет 230—240 тыс. км² (первоначально более 300 тыс. км²), а суммарный объем — около 100—150 тыс. км³ (Логачев, 1974; Williams, 1972). Более половины их относится к миоцену, т. е. сопутствует ранним стадиям развития Кенийского сводового поднятия и предшествует главным фазам проседания осевого грабена. Грабенообразование, происходящее в плиоцене и ан-

тропогене, сопровождалось несколько меньшим по общему объему и более узко локализованными извержениями. На этом общем фоне наблюдается последовательная миграция во времени ареалов вулканизма

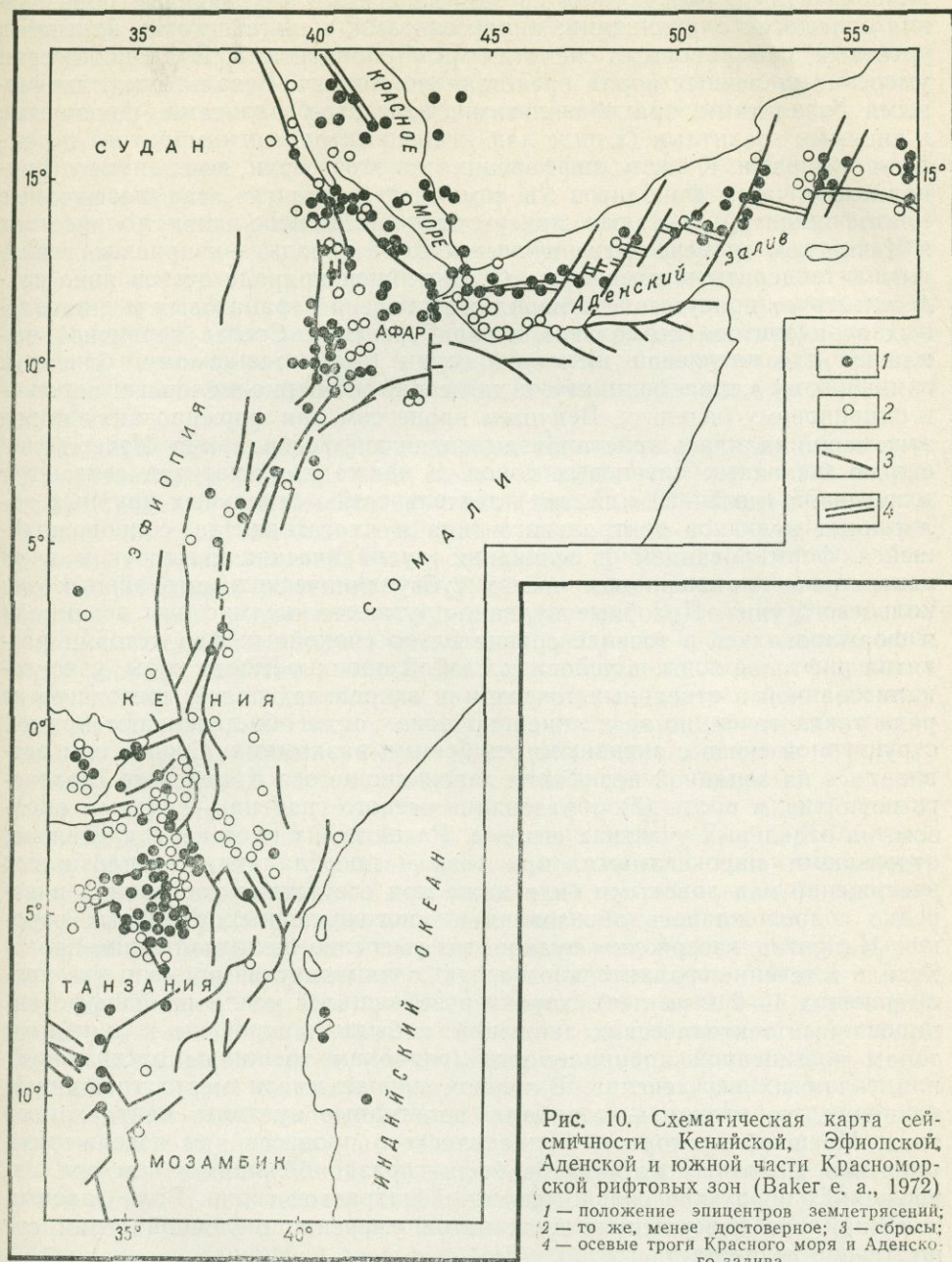


Рис. 10. Схематическая карта сейсмичности Кенийской, Эфиопской, Аденой и южной части Красноморской рифтовых зон (Вакег е. а., 1972)

1 — положение эпицентров землетрясений; 2 — то же, менее достоверное; 3 — сбросы; 4 — осевые тропы Красного моря и Аденой залива

с севера на юг, вдоль простирання Кенийской рифтовой зоны, и с запада на восток — от внутренней части Восточно-Африканской рифтовой системы к ее периферии.

Вулканы Кенийской рифтовой зоны (Герасимовский, Поляков, 1974) относятся к двум основным сериям — серии щелочных пород натриевого ряда и серии умеренно щелочных пород, которая количественно резко преобладает над первой. В Танганьикской зоне, помимо них, присутст-

ует также серия щелочных пород калиевого ряда. Вулканы натриевой щелочной серии выражены щелочными пикритами, меланефелинитами, мелилититами, базанитами, нефелинитами, фонолитами, а также карбонатитами. Генетически связанные с ними интрузивные образования слагаются оливинитами, пироксенитами, мельтейгитами, йолитами, уртитам, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами. Вулканы серии умеренно щелочных пород представлены пикрито-базальтами, оливиновыми базальтами, трахибазальтами, андезито-базальтами, щелочными и кислыми трахитами (в виде лав, игниспумитов и игнимбритов) и ромбен-порфирами. К числу дифференциатов этой серии, по-видимому, принадлежит часть фонолитов (в том числе, вероятно, так называемые платофонолиты), а также присутствующие в небольших количествах в Кенийском грабене четвертичные кислые породы — кварцевые трахиты, пантеллериты и комендиты. О мантийной природе очагов явно свидетельствует присутствие в породах включений гранатовых и шпинелевых перидотитов (лерцолитов и гарцбургитов). Состав первичной выплавки для натриевой щелочной серии был, по-видимому, близок к оливиновому меланефелиниту, а для серий умеренно-щелочных пород — к оливиновому базальту. Ведущим процессом при формировании пород этих серий являлась кристаллизационная дифференциация. Извержения сильно щелочных натриевых пород, а также карбонатитов связаны с длительной (до 5—10 млн. лет) деятельностью отдельных крупных полигенных вулканов центрального типа и их сателлитов, сопровождавшейся формированием в основании вулканических построек и в их центральных прижерловых частях субвулканических интрузивных тел кольцевого типа. Подобные вулкано-плутонические массивы возникали и формировались в течение сравнительно спокойных фаз истории развития рифтовой зоны, в условиях слабой проницаемости коры, узко локализованной в отдельных точках или в пределах полей, состоящих из ряда таких точек, но не в линейных зонах, и не обнаруживают прямой структурной связи с активными глубокими разломами. Сперва они развивались на западной периферии зарождающегося Кенийского сводового поднятия, а после (?) образования осевого грабена — главным образом, на отдельных участках его дна. Развитие их протекало длительно, отдельными пароксизмами, при резком преобладании эксплозивных извержений над лавовыми (или даже при отсутствии последних) и нередко сопровождалось образованием многочисленных взрывных воронок. Напротив, извержения вулканитов умеренно щелочной серии происходили в течение сравнительно коротких промежутков времени (не превышающих 1—2 млн. лет), характеризовавшихся усилением дифференцированных тектонических движений, и были приурочены к линейным зонам повышенной проницаемости (глубоким трещинам растяжения) или узлам их пересечения. В первом случае имели место трещинные излияния, во втором — возникали полигенные вулканы центрального типа. Масштаб и скорость вулканического процесса при извержениях умеренно щелочных вулканитов были гораздо большими, чем при извержениях продуктов сильно щелочной натриевой серии. Роль лавовых излияний при извержениях вулканитов умеренно щелочной серии существенно возрастает.

Огромный масштаб проявлений вулканизма на всех стадиях развития Кенийской рифтовой зоны свидетельствует о том, что в магмообразование была вовлечена зона мантийного материала мощностью, по крайней мере, в десятки километров. Заложению осевого грабена предшествовало образование сводового поднятия, сопровождавшееся сперва длительными, но локальными извержениями щелочно-карбонатитовых вулканов, а затем мощным пароксизмом фонолитовых излияний в осевой зоне растущего свода. По-видимому, эти тектоно-магматические процессы были обусловлены постепенным усилением теплового потока

в будущей рифтовой зоне. При слабой проницаемости коры это приводило к разогреву астеносферного слоя и возникновению в нем локальных очагов плавления, постепенно расширявшихся и распространявшихся кверху. Продукты плавления впервые получили широкий доступ к поверхности в позднем миоцене, когда произошло «вспарывание» земной коры вдоль оси сводового поднятия, образовавшегося над линзой разуплотненного и разогретого мантийного материала.

Возникновение и углубление грабена на оси Кенийского свода, а также грабенов, сбросов и трещин на его периклиналях и частично на крыльях в течение плиоцена и антропогена, по-видимому, представляло в значительной мере вулканотектонический процесс проседания отдельных блоков в пределах пологого вздутия коры, возникшего над обширным магматическим очагом, который протекал почти одновременно с его разгрузкой. Магматические расплавы частично достигали поверхности, а частично застывали в раздробленной и несколько растянутой коре рифтовой зоны (особенно в зоне осевого грабена), увеличивая ее плотность.

По характеру гравитационного поля Кенийская рифтовая зона резко отличается от рифтовых зон Ньяса-Танганьикской ветви (за исключением среднего участка Танганьикской зоны): ее центральный участок (Кенийский свод) выражен обширным минимумом со значением отрицательных гравианомалий Буге в наиболее приподнятых частях краевых полусводовых поднятий (до 220—240 мгл); возникновение этого минимума, как и аналогичного минимума под Руанда-Бурундийским сводом, может быть в определенной мере связано с существованием под этими зонами поднятий в основании коры обширных линз («подушек») относительно легкого материала. С центральным участком осевого грабена между озерами Накуру и Найваша совпадает небольшой отрицательный гравитационный максимум: его появление, вероятно, отражает наличие интрузивных тел основного состава, пронизывающих и утяжеляющих кору (рис. 11). Наиболее крупные полигенные вулканические массивы на периферии Кенийской рифтовой зоны — Кения, Килиманджаро, Меру, Элгон — характеризуются локальными гравитационными минимумами, отражающими некоторое вулканотектоническое проседание, а также существование под ними магматических очагов.

В магнитометрическом отношении Кенийская рифтовая зона изучена слабо, но при аэромагнитной съемке районов озер Магади и Ханнингтон (Wohlenberg, Bhatt, 1972) установлено наличие на обоих участках ряда линейных магнитных аномалий северо-западного простиранья; в большинстве своем эти аномалии не обнаруживают связи с субмеридиональными новейшими рифтогенными структурами, но, возможно, отражают влияние погребенных под молодыми лавами структур докембрийского основания.

Осевому грабену Кенийской рифтовой зоны свойствен высокий тепловой поток, с чем связано существование многочисленных термоминеральных источников и горячих газопаровых струй (McCall, 1957). Сейсмичность Кенийской зоны в целом значительно ниже, чем Танганьикской, что, по-видимому, связано с преимущественно асейсмическим характером деформаций в коре этой рифтовой зоны сводово-вулканического типа. Большинство землетрясений сосредоточено в тектонически активной области ее южной виргации, в частности, в районах действующего вулкана Олдойнио Ленгаи, плутоно-тектонического поднятия Ква-раха и вулкана Хананг, в которых (как и в районе Рувензори) высокая сейсмическая активность сочетается с четвертичным щелочным взрывным вулканизмом с развитием взрывных воронок (рис. 10). Большинство очагов землетрясений в Кенийской зоне лежит на глубинах от нескольких километров до 40—50 км.

Результаты ГСЗ, проведенного в северной части Кенийской рифтовой зоны, между озерами Ханнингтон и Рудольф в 1968 г. (Griffiths е. а., 1971), показали наличие на глубине 3 км сейсмической границы со скоростью продольных волн 6,4 км/с, возможно, обусловленной существованием внутри земной коры этого рифта дайкообразных интрузий основных пород, и присутствие на глубинах около 18,5—20,5 км материала со скоростью продольных волн 7,5 км/с. Этот «слой», который распространяется вниз, возможно, до глубин более 100 км, интерпретируется как слой пониженных скоростей верхней мантии (астеносфера), который в пределах рифта в обстановке некоторого растяжения проникает в виде широкого выступа в литосферу, замещая самую верхнюю часть мантии и низы земной коры. На основании сопоставле-

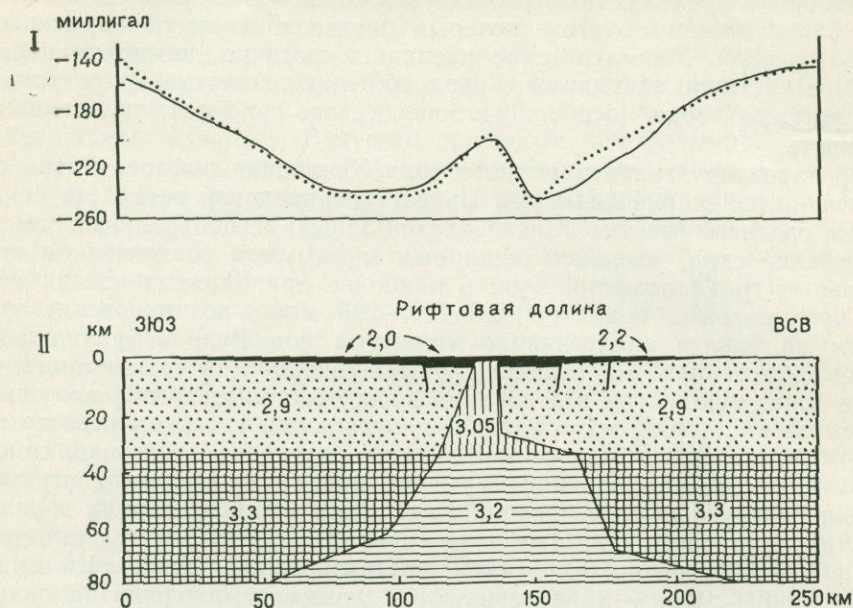


Рис. 11. Профиль гравияномалий Буге (I) и модель коры (II) в центральной части Кенийской рифтовой зоны. По Б. Бейкеру и Ю. Воленбергу (1971 г.)

I: сплошная линия — наблюдаемые аномалии Буге, точечная линия — аномалии Буге, вычисленные исходя из модели коры, изображенной на профиле II.

ния данных ГСЗ и гравиметрии (Khan, Mansfield, 1971) предполагается, что этот «слой» может иметь плотность около 3,15 (вместо 3,3—3,4, свойственных нормальной верхней части мантии). В самой южной части Кенийской рифтовой зоны, в районе оз. Маньяра, судя по результатам данных, полученных по записям слабых землетрясений (Рыкунов и др., 1974), кора утрачивает аномальный характер; она имеет здесь мощность 35—37 км и состоит из двух слоев примерно равной мощности со скоростями продольных волн в 5,8 и 6,5 км/с, очевидно, соответствующих так называемому гранитно-метаморфическому и базальтовому слоям континентальной коры.

В раннем протерозое (?) на месте Кенийской и Эфиопской рифтовых зон был сформирован складчатый пояс, подвергшийся в конце протерозоя регенерации и испытавший повторный метаморфизм. В палеозое и мезозое в пределах Мозамбикского пояса происходили значительные поднятия, приведшие к глубокой денудации протерозойских структур. Возникший в конце мезозоя региональный постгондванский педиплен

в палеогене испытал новое воздымание амплитудой в несколько сотен метров и превратился в орографически выраженную долготную зону поднятий (систему гряд), которая служила водоразделом и обрамлялась с запада и с востока более низкими денудационными равнинами (предмиоценовый Африканский педиплен). С миоцена в зоне Кенийского поднятия начались вулканические извержения, ареал которых постепенно распространялся с севера на юг (из Эфиопии в Кению) и, отчасти, с запада на восток. В раннем миоцене преимущественно базальтовые излияния охватили район северного окончания Кенийского свода (Туркана), а на его западной периферии (Карамоджа, Кавирондо) в раннем и среднем миоцене происходили извержения щелочных продуктов из ряда вулканов центрального типа. В позднем миоцене исключительно мощные фонолитовые и отчасти базальтовые излияния произошли в осевой части свода, вслед за чем началось ее проседание и наметился прообраз будущего центрального грабена (рифта). Последующие центральные извержения щелочных вулканов в раннем — среднем миоцене и массовые трещинные излияния базальтов и затем трахитов в позднем плиоцене и раннем плейстоцене были приурочены почти исключительно к зоне осевого грабена, который испытал в конце плиоцена значительные относительные опускания и был раздроблен на множество узких блоков. В четвертичное время на некоторых участках центрального грабена продолжались извержения центральных и трещинных вулканов и подвижки сравнительно небольшой амплитуды, а ось грабена, особенно в его северной части, переместилась на восток. Наиболее мощные извержения с конца плиоцена происходили не внутри центрального грабена, а к востоку от него, в пределах поперечных и диагональных зон разломов Меру — Килиманджаро, Кения — Ньямбени, Кулал, Марсабит.

Эфиопская рифтовая зона и впадина Афар. Эфиопская зона, кулисно подстилающая на северо-востоке Кенийскую, во многом сходна с ней по своей структуре и истории развития. Длина ее также составляет около 1000 км. Для нее также характерен исключительно мощный вулканизм, продукты которого, по крайней мере первоначально, имели почти повсеместное распространение. В обеих зонах вулканическая деятельность началась раньше заложения грабенов и, сопутствуя разным стадиям рифтогенеза, продолжалась до современности. Среди вулканических образований в обеих зонах преобладают основные породы, по большей части с повышенной щелочностью. Грабены в обеих зонах менее глубоки, чем в Танганьикской и Руква-Ньясской, и за исключением северо-восточной части Эфиопской рифтовой зоны (впадины Афар) лишь осложняют обширные овалы сводовые поднятия, контуры которых примерно совпадают с зонами распространения «дорифтовых» вулканитов. Начало формирования свода в обеих зонах предшествовало заложению грабенов. Вулканиты, извергавшиеся после возникновения главных грабенов, в основном приурочены к их днищам, а также к зонам поперечных и диагональных (по отношению к главным грабенам) разломов и грабенов. Количественно они значительно уступают дорифтовым вулканитам.

Вместе с тем Кенийская и Эфиопская рифтовые зоны обладают и рядом отличий. Началу извержений и возникновению сводового поднятия в Эфиопской зоне предшествовало длительное погружение в течение мезозоя. Сводовое поднятие в Эфиопской зоне в 2—3 раза шире, чем в Кенийской, достигает больших высот (свыше 2 км) и значительно превосходит его по площади (около 1 000 000 км²) и объему. Общий объем вулканитов в Эфиопской зоне составляет, согласно П. Мору, около 300 000 км³, т. е. в 2—3 раза больше, чем в Кенийской зоне. Однако в последней имеются отдельные гигантские вулканы центрального типа (Килиманджаро, Кения и др.), равных которым в Эфиопской зо-

не мы не знаем. Щелочность пород в Эфиопской зоне в целом ниже, чем в Кенийской. Наряду с основными лавами (щелочные, оливковые базальты), в этой зоне более заметную роль (около 15%) играют кислые субщелочные продукты (пантеллериты, комендиты и др.).

Вулканическая деятельность раньше всего началась в северной части Эфиопской зоны (в эоцене или даже в позднем мелу?), в олигоцене захватила ее южную часть, в позднем олигоцене затронула северную часть Кенийской зоны, а в течение неогена распространялась вдоль нее к югу. Таким образом, в целом ареал вулканизма постепенно расши-

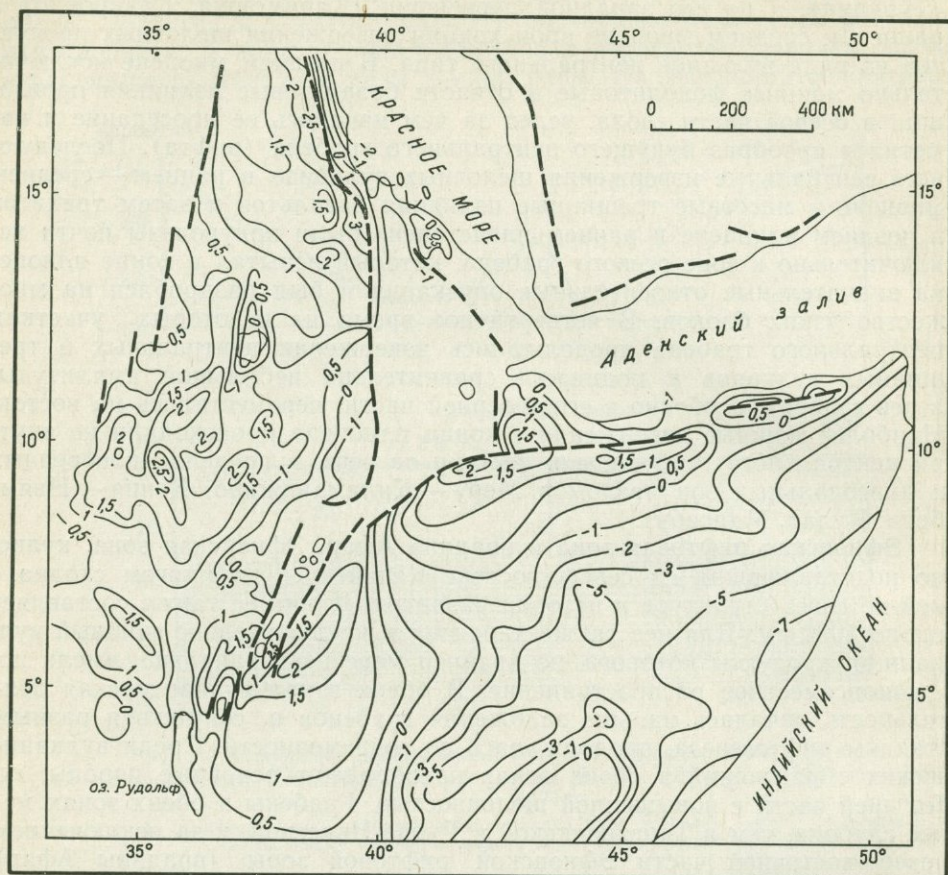


Рис. 12. Рельеф поверхности докембрийского фундамента Эфиопии и Сомали (изо-гипсы в км). По П. Мору (Baker e. a., 1972)

рялся по простирацию Эфиопско-Кенийской ветви рифтового пояса в южном направлении. Соответственно, но с некоторым запаздыванием распространялись к югу и процессы рифтообразования.

Простираание главного грабена в Кенийской и Эфиопской зонах существенно отличается. Если в Кенийской зоне главный грабен расположен на оси овального сводового поднятия, то в Эфиопской зоне он смещен к его юго-восточному крылу, а близ его северо-западного края намечается другая грабенообразная впадина оз. Тана (рис. 12). Очень своеобразна северо-восточная часть Эфиопской рифтовой зоны, где сравнительно узкий главный грабен воронкообразно расширяется и переходит в обширную и глубокую треугольную в плане впадину Афар, выполненную мощными позднекайнозойскими вулканитами и осадками. Впадина Афар отделена на востоке небольшим горстом Айша от рифта Аденского залива, а на северо-востоке — более крупным вытянутым в

северо-западном направлении горстом Данакиль от южного окончания рифта Красного моря. Как справедливо считает Г. Тазиев, впадина Афар, вместе с Данакильским горстом, может рассматриваться в качестве южного, несколько приподнятого продолжения впадины Красного моря, с которой она имеет общий западный борт. Но, вместе с тем, впадина Афар тесно связана с рифтом Аденского залива и имеет с ним общий южный борт, роль которого играет односторонний горст или полусвод Харара, и северного побережья Сомали. Западное окончание осевого, внутреннего трога Аденского залива — грабен зал. Таджура — вклинивается между горстами Айша и Данакиль в глубь впадины Афар. Южный и западный борта последней, сближаясь в юго-западном углу, превращаются в борта Эфиопского рифта. Следовательно, впадина Афар одновременно служит окончанием и местом соединения трех рифтовых зон — Эфиопской, Аденской и Красноморской, которые сближаются под углами, близкими к 120° , и играет роль главного тектонического узла Африкано-Аравийского рифтового пояса. Первоначально Эфиопская рифтовая зона изучалась итальянскими геологами (Дж. Дайнелли и др.), в течение последних лет наибольший вклад в ее исследование внес П. А. Мор (Мор, 1973; Mohr, 1962—1974)*. В советской литературе краткие сводки по вулканизму и тектонике Эфиопской рифтовой зоны и Афара имеются в работах Н. В. Короновского (1971) и В. Т. Казьмина (1975). Геологию и вулканизм Афара в последние годы изучали также франко-итальянская группа исследователей под руководством Г. Тазиева (Tazieff, Varet, 1969; Barberi e. a., 1972 и др.) и западногерманские геологи (Bannert u. a., 1970; Wiesner, 1970 и др.). В этой области были проведены также гравиметрические, магнитометрические и сейсмические исследования (см. сб. «East African rifts», 1972). Вместе с тем геолого-геофизическая изученность Эфиопской рифтовой зоны остается недостаточной, и многие вопросы являются дискуссионными; в первую очередь это относится к строению и происхождению впадины Афар.

Эфиопская рифтовая зона, подобно Кенийской, заложена в пределах Мозамбикского пояса. Однако, в отличие от более южной его части, в Эфиопии присутствуют не только нижнепротерозойские (?) глубоко-метаморфизованные породы (гнейсы, мигматиты и др.), подвергшиеся «омоложению» в конце протерозоя — начале палеозоя, но также геосинклинальные слабометаморфизованные (филлитовые) серии рифейского возраста, прорванные раннепалеозойскими гранитоидами (Мор, 1973; Bannert u. a., 1970; Wiesner, 1970). Структуры докембрийского фундамента имеют преимущественно субмеридиональное простирание, однако на обоих крыльях Эфиопского свода установлены также субширотные структуры докембрия. В отличие от более южных районов Восточной Африки, практически вся площадь будущего Эфиопского свода была вовлечена в мезозое в опускание и временно покрывалась морем. Здесь накопились толщи терригенных отложений верхнего триаса — средней юры, верхнеюрская карбонатная толща и терригенная континентальная толща нижнего мела, общая мощность которых в северо-восточной части свода достигает местами 2—3 км. В терригенной толще мела в Восточной и Северной Эфиопии (Данакиль) присутствуют потоки щелочных базальтов и трахибазальтов (Baker, Mohr, Williams, 1972), которые, вероятно, можно рассматривать как первые проявления вулканизма в будущей Эфиопской рифтовой зоне. В течение мела и начале палеогена западная и средняя части Эфиопии были приподняты, однако в Восточной Эфиопии, Сомали и, по-видимому, в пределах Аденского залива

* В 1973—1974 гг. появилась серия интересных работ по геологии Эфиопской рифтовой зоны сотрудников университета г. Падуа (Италия) — Б. Занеттина, А. Греньянина, Э. Юстин-Визентина и др.

(Azzaroli, 1968) продолжалось погружение. В палеоцене или раннем эоцене в пределах Йемена, северной и центральной частей Эфиопии, испытавших опускания в мезозое, начались мощные трещинные излияния субщелочных базальтов, которые в олигоцене распространились в Южную Эфиопию (рис. 13). Мощность серии Трап колеблется от нескольких сотен метров до 2 км. Вверх она сменяется щелочными оливиновыми базальтами, гавайитами, мужеаритами и связанными с ними щелочными кислыми вулканитами (комендиты и др.), слагающими ряд крупных щитовых вулканов высотой до 3—4 км (серия Шильд) олигоцен(?)—миоценового возраста. Обе серии секутся роями базальтовых и реже кислых даек, преимущественно субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. Дайки перпендикулярны лавовым покровам. Возраст самых древних даек палеоценовый, но большая часть их относится к миоцену (Mohr, 1971). В Данакиле и Йемене известны также мелкие интрузии щелочных гранитов, гранит-порфиров и сиенит-порфиров олигоцен-миоценового возраста. В северо-восточной части Эфиопии, во впадине Афар нижнюю часть видимого разреза составляет неогеновая базальтовая серия Афар, накапливавшаяся, судя по радиометрическим данным, от начала миоцена (24 млн. лет) до плиоцена.

Мощный палеогеновый и миоценовый вулканизм Эфиопии и Йемена, происходивший в пределах мезозойской впадины и предвалявшийся более слабыми извержениями в меловое время, напоминает по геологической обстановке своего проявления трапповый вулканизм платформ, которому обычно также предшествуют длительные погружения, и вполне соизмерим с ним по объему продуктов; отличие заключается лишь в повышенной, по сравнению с типичными трапповыми формациями, щелочности базальтов Эфиопии. Эфиопский свод, контуры которого почти полностью совпадают с ареалом палеогеновых и миоценовых извержений, испытал, согласно П. Мору, некоторое воздымание в позднем эоцене(?), более значительное — в миоцене и наиболее сильное — в плейстоцене. По-видимому, предположение о воздымании Эфиопского свода в конце эоцена основывается на аналогии с периферией Аденского рифта. Как подчеркивает П. Мор (1973), «излияние базальтовых лав «трапповой серии» происходило ранее какого-либо значительного воздымания Аравийско-Эфиопского свода» (стр. 372). Более достоверным является факт воздымания Эфиопского свода в миоцене (одновременно с Кенийским) и сопряженного с ним проседания впадин Афар и Туркана. Возможно (хотя и не доказано), что к этому же времени относится и заложение главного грабена на Эфиопском своде; несомненно, однако, что в плиоцене эта зона уже выделялась своей повышенной раздробленностью и проницаемостью. В позднем (?) плиоцене на огромной площади (свыше 150 000 км²) нынешнего Эфиопского рифта и обоих его плеч происходили исключительно мощные трещинные и центральные извержения игнимбритов пантеллеритового состава, а также трахитов, фонолитов, комендитов и др. Их мощность на плечах рифта достигает до 300—500 м, а внутри него — возможно, значительно больше. Общий объем кислых щелочных продуктов достигает 50 000 км³. В структуре и истории развития Эфиопской рифтовой зоны они играют роль, аналогичную позднмиоценовым платофонолитам в Кенийской рифтовой зоне. После этих извержений в течение раннего и среднего плейстоцена Эфиопский свод испытал наиболее интенсивное воздымание, а зона, где извержения были наиболее сильными, просела и образовала главный грабен Эфиопии. К четвертичному времени относится формирование вулканической серии Аден, представленной сравнительно незначительными по суммарному объему основными (3000 км³) и кислыми вулканитами (7000 км³). Наиболее интенсивные извержения совпадают во времени с главной фазой рифтообразования и последнего, наиболее значитель-

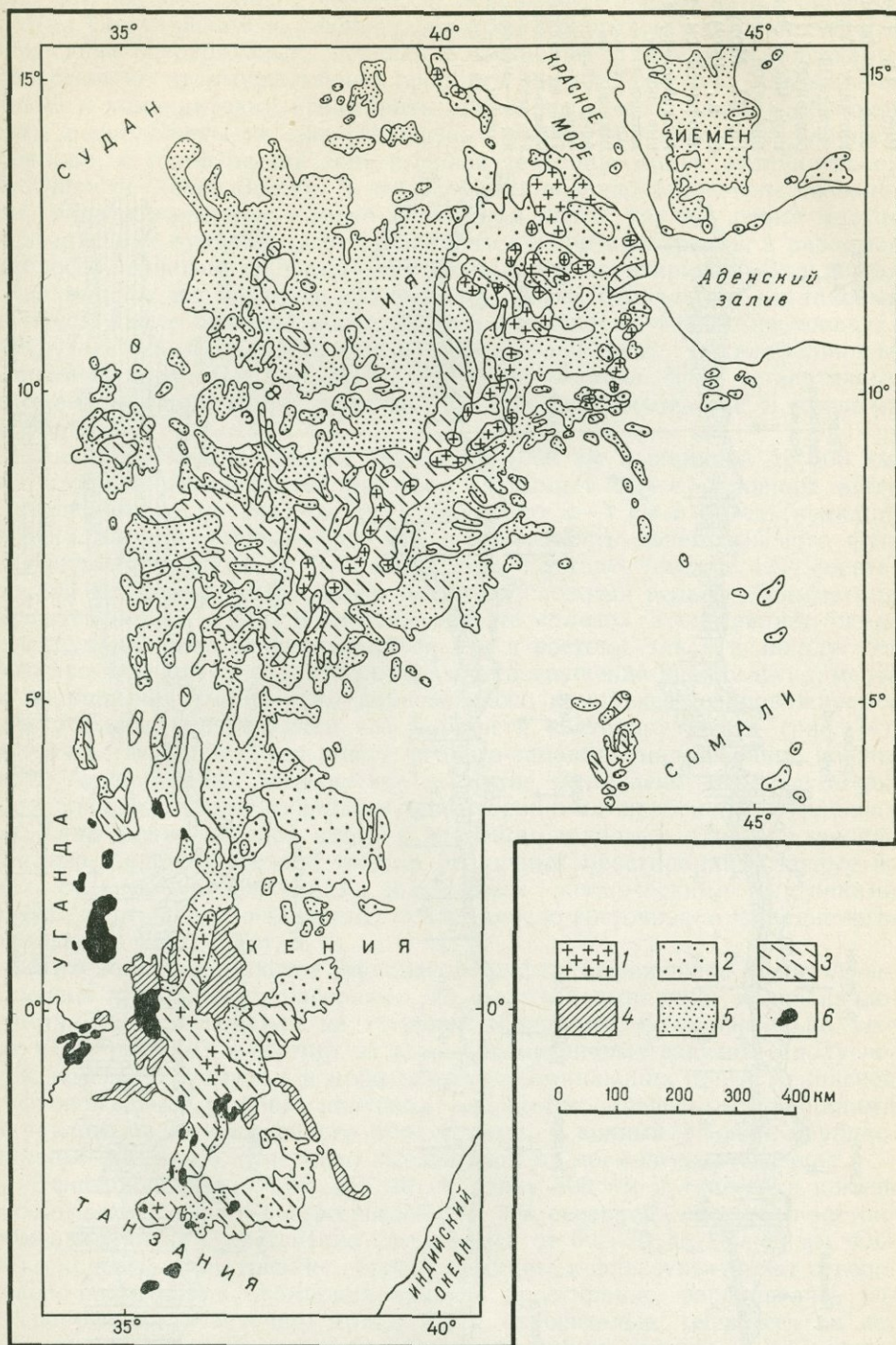


Рис. 13. Карта размещения главных групп вулканических пород в Кенийско-Эфиопской ветви рифтового пояса (Baker e. a., 1972)

1 — трахиты, риолиты, игнимбриты кальдерных вулканов (позднечетвертичные); 2 — базальты (четвертичные); 3 — трахиты, риолиты, игнимбриты (плиоцен — плейстоцен); 4 — фонолиты (поздний миоцен); 5 — базальты (эоцен — плиоцен); 6 — нефелинит-фонолитовые вулканы (миоцен — голоцен)

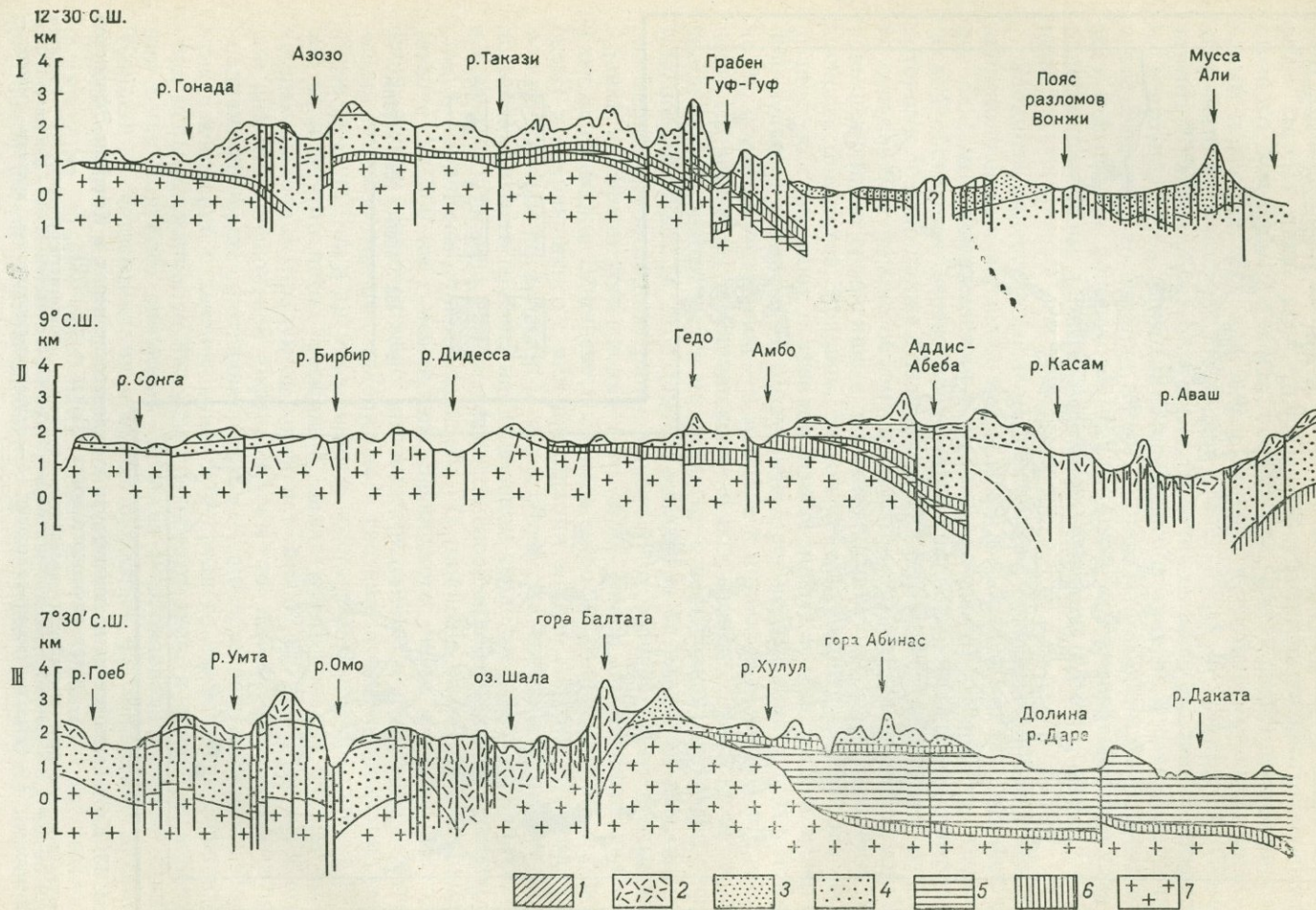


Рис. 14. Геологические профили через впадину Афар и ее западный борт (I), северную (II) и среднюю часть Эфиопской рифтовой зоны (III). По П. Мору (Baker e. a., 1972). Линии профилей см. рис. 15

1 — кайнозойские осадочные породы; 2 — кайнозойские кислые вулканы; 3 — базальты группы Шильд, во впадине Афар — базальты серии Аден; 4 — базальты серии Трап, во впадине Афар — базальты серии Афар; 5 — мезозойские известняки; 6 — мезозойские песчаники; 7 — докембрийский фундамент

ного воздымания обрамляющих его частей Эфиопского свода (средний плейстоцен), но деятельность некоторых вулканов продолжается до современности. Как основные, так и кислые породы серии Аден связаны, главным образом, с вулканами центрального типа, но если щелочно-базальтовые извержения происходили преимущественно на плечах рифта (на Сомалийском и, главным образом, Эфиопском плато), то многочисленные центральные, нередко осложненные кальдерами вулканы, извергавшие преимущественно продукты кислого состава (пантеллеритовые и комендитовые игнимбриты, туфолавы, пемзы, лавы и обсидианы), расположены на дне Эфиопского рифта и приурочены, главным образом, к узкой осевой зоне высокой тектонической и вулканической активности — зоне Вонжи. В этих породах нередко заключены ксенолиты гранита и сиенита. Как на Эфиопском плато, так и в рифте многие четвертичные вулканы тяготеют к зонам поперечных трещин и разломов (сбросов, сдвигов) западно-северо-западного простирания. Вулканические породы на «плечах» Эфиопского рифта отличаются от таковых в самом рифте большей щелочностью; в частности, только на «плечах» присутствуют фельдшпатоидные породы — йолиты, меланефелиниты, фонолиты и пр. (Le Bas, Mohr, 1968). Во впадине Афар четвертичные вулканы серии Аден представлены как основными, так и кислыми породами.

Западное «плечо» рифта длиной до 1000 км и шириной до 600 км, выраженное Абиссинским нагорьем, занимает более половины всего Эфиопского свода. Высоты здесь достигают 3—4 км и более (вулканический массив Семиен — 4620 м), а поверхность докембрийского фундамента приподнята до 1—2 км и, судя по карте (см. рис. 12), составленной П. Мором (1973), имеет довольно сложный рельеф. Асимметрия здесь выражена слабо, и по существу это «плечо» представляет самостоятельный свод, погружающийся как к востоку, так и к западу. Отчетливо наблюдается флексурообразное погружение кровли фундамента и подошвы вулканического кайнозойского комплекса, сопровождаемое значительным увеличением его мощности в сторону рифта (рис. 14), а также в параллельном рифту юго-юго-западном направлении, на широте Аддис-Абебы. Абиссинское поднятие осложнено двумя субмеридиональными асимметричными односторонними грабенами — грабеном оз. Тана в его северной части и грабеном долины р. Омо — в южной, а также рядом сбросов и трещин различных простираний; главные из них, судя по изображениям, полученным космическими спутниками ERTS, северо-северо-западное, северо-северо-восточное и западно-юго-западное (Mohr, 1974).

Юго-восточное «плечо» Эфиопского рифта, выраженное Южно-Абиссинским и Харарским нагорьями, по высоте и амплитуде поднятия докембрийского основания не уступает западному, но значительно уже его (150—300 км) и состоит из двух асимметричных вздутий — полусводов, по своим размерам и морфологии напоминающих плечи Кенийской рифтовой зоны. Северный полусвод пересекается поперечными трещинами и разломами юго-восточного простирания, а южный — зоной меридиональных разломов, отчетливо выраженной на космических снимках.

Эфиопский рифт (рис. 15) имеет длину 500 км и тянется в южной своей части в северо-северо-восточном, а в северной — в северо-восточном направлении, постепенно расширяясь от 60—70 до 80—90 км. Однако краевые и внутренние сбросы, трещины и флексуры имеют северо-северо-восточное и субмеридиональное простирание, располагаясь кулисообразно, а частично, может быть, относительно смещаясь по нескольким поперечным разломам (правосторонним сдвигам?), разделяющим рифт на отдельные сегменты. Эти поперечные нарушения выражены в расположении вулканов и рисунке гравияномалий, но не вызывают смещений четвертичных образований на дне рифта, и, следовательно,

если сдвиги и имели место, то произошли на более ранней стадии развития рифта. Краевые обычно сбросовые уступы, иногда достигающие 1—1,5 км, выражены не на всем протяжении бортов рифта и на ряде участков, особенно на западном борту, переходят во флексуры или замаскированы позднемиоценовыми и четвертичными покровами игним-

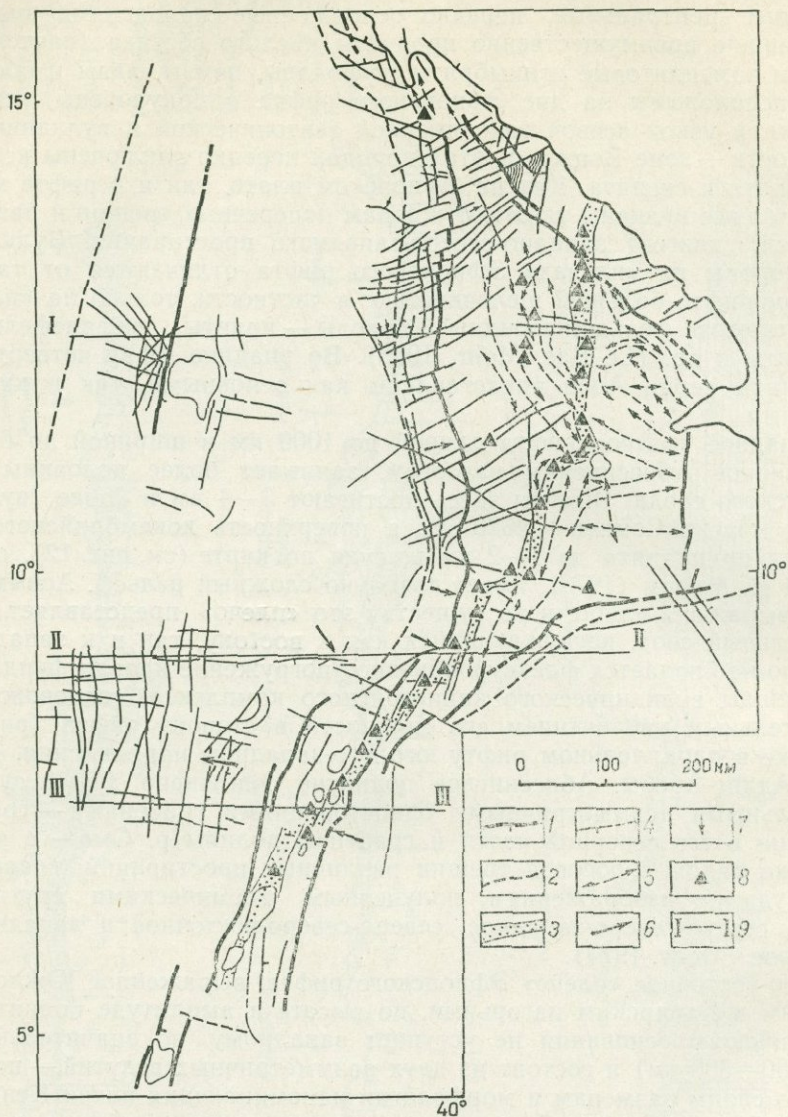


Рис. 15. Схематическая тектоническая карта Эфиопской рифтовой зоны. По П. Мору (1973 г.)

1 — внутренний край рифта; 2 — внешний край рифта; 3 — зона разломов Вонжи; 4 — линия крупного разлома; 5 — зоны разрывов Афар; 6 — региональный наклон слоев; 7 — крутая моноклираль; 8 — вулканы с продуктами извержения кислого состава; 9 — линия профилей на рис. 14

бригов. Ко дну Эфиопского рифта приурочен ряд позднечетвертичных котловин, занятых современными озерами и разделенных перемычками. Средний поперечный участок рифта относительно приподнят (до 1,7 км), а к северу и к югу его ложе понижается до 1 км. Близ южного окончания рифт расщепляется на два почти параллельных грабена, разделенных узким горстом Амаро, в котором обнажается докембрийский фундамент, и, далее к югу, затухает, кулисно подставляясь расположен-

ным юго-западнее грабенom оз. Стефание — северным окончанием Кенийского рифта. Дно Эфиопского рифта разбито многочисленными нормальными сбросами на ряд узких грабенов, горстов и ступенчатых, нередко антитетических блоков. Наибольшая концентрация позднечетвертичных сбросов, зияющих трещин растяжения, также располагающихся кулисообразно, и большинство четвертичных вулканов связаны с так называемой зоной Вонжи, шириной от 3 до 15 км. Эта зона активного современного растяжения обычно тяготеет к средней части рифта, но местами приближается к тому или другому его борту. Как и в Кенийской рифтовой зоне, краевые поднятия Эфиопской зоны характеризуются значительными гравитационными минимумами (аномалии до —280—260 мгл в редукции Буге, а сам рифт — полосой относительных максимумов, более резко выраженных в пределах зоны Вонжи, где аномалии Буге составляют 190—210 мгл (Searle, Gouin, 1972). Гравитационные максимумы связываются с влиянием плотных масс основных интрузивных пород, внедрившихся в растянутую и утоньшенную кору рифта. Общая крупная отрицательная аномалия, свойственная Эфиопскому своду, возможно, обусловлена наличием линзы разуплотненного аномально разогретого материала в верхих мантии, в пользу чего свидетельствуют данные о пониженных скоростях прохождения волн землетрясений, зарегистрированных сейсмостанцией Аддис-Абеба (Searle, Gouin, 1972).

Треугольная в плане впадина Афар представляет одну из наиболее своеобразных, но еще недостаточно изученную и противоречиво трактуемую структуру Африкано-Аравийского рифтового пояса. Среди базальтовых лав, выстилающих ее дно, пока не установлено пород древнее 24—25 млн. лет, но под ними, согласно П. Мору, возможно, погребены базальты палеогенового и даже позднемелового (?) возраста. Относительно более древние неогеновые лавы обычно относят к серии Афар, а более молодые, основные и кислые четвертичные лавы вплоть до современных — к серии Аден, но Г. Тазиев, Ж. Варе и Р. Барбери считают такое подразделение мало обоснованным (Tazieff, Varet, 1969; Barberi e. a., 1972). Эти исследователи различают в пределах впадины Афар проявления вулканизма трех типов (рис. 16). Большую часть дна Южного и Центрального Афара выстилают неогеновые и раннеплейстоценовые вулканы «стратонидного типа» — мощные толщи субщелочных трещинных базальтов («траппов») с подчиненными им покровами пантеллеритовых игнимбритов и постройками отдельных центральных вулканов, по мнению авторов, отвечающие ранним стадиям континентального рифтогенеза. В краевых участках Афара их прорывают несколько массивов щелочных гранитов. В северо-западной части Афара выделяются несколько узких кулисно расположенных зон северо-северо-западного простирания (голоценовые вулканические гряды Эрта-Але, Алайта, Тат-Али), сложенных продуктами вулканизма «океанического типа» — производными первичной магмы, промежуточной между толеитами и щелочными базальтами. Ее фракционирование дало ряд более кислых производных, вплоть до субщелочных риолитов, однако резко преобладают базальтовые лавы. Изотопные соотношения стронция во всех породах низкие и единообразные, что указывает на их мантийную природу без контаминации кислого корового материала (Barberi e. a., 1972). Первоначально в этих зонах происходили трещинные излияния, но позднее в них возникли и центральные вулканы. Уплотненная форма ряда вулканов, напоминающая гайоты и столовые горы Исландии, и значительная роль в их строении гиалокластитов привели Г. Тазиева (Tazieff, 1969) к выводу о том, что извержения происходили в подводных условиях. Зоны проявления «океанического вулканизма» Г. Тазиев и Ж. Варе рассматривают как узкие зоны разрыва сплошности («щели») в континентальной коре, кулисно подставляющие аналогичную, но

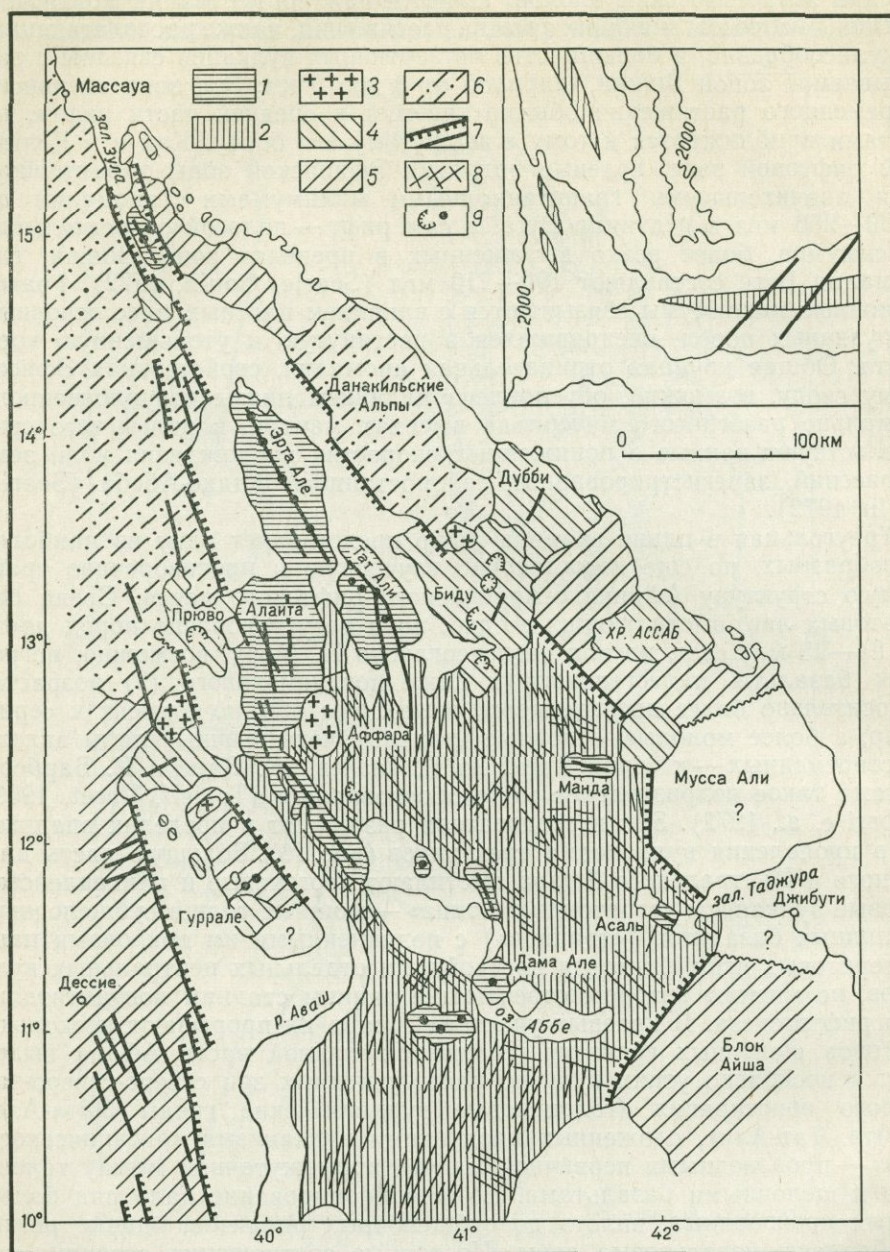


Рис. 16. Схематическая геологическая карта впадины Афар. По Ф. Барбери и др. (1972 г.)

1 — осевые вулканические хребты; 2 — стратоидная серия; 3 — граниты; 4 — вулканические центры, занимающие краевое положение; 5 — фундамент, покрытый вулканитами; 6 — докайнозойский фундамент; 7 — крупные разрывы; 8 — трещины и мелкие разрывы, отдешифрованные по аэрофото- снимкам; 9 — кальдеры и вулканы. На врезке — схема, показывающая кулисное расположение осевых впадин Красного моря и Северного Афара и их соотношения с впадиной Аденоского зали- ва (Tazieff, Varet, 1969)

гораздо более протяженную и широкую «щель» в осевой зоне Красного моря, и, подобно ей, заполненные дериватами мантии (рис. 17). Вдоль краев этих осевых зон («рифтов в рифте») располагаются центральные вулканы, нередко осложненные кальдерами, которые Г. Тазиев и другие называют проявлениями вулканизма «континентального типа». Они образованы сериями контрастного состава, с преобладанием кислых пород над базальтами (продуктами трещинных излияний). Предполагается, что кислые породы, обладающие повышенной щелочностью

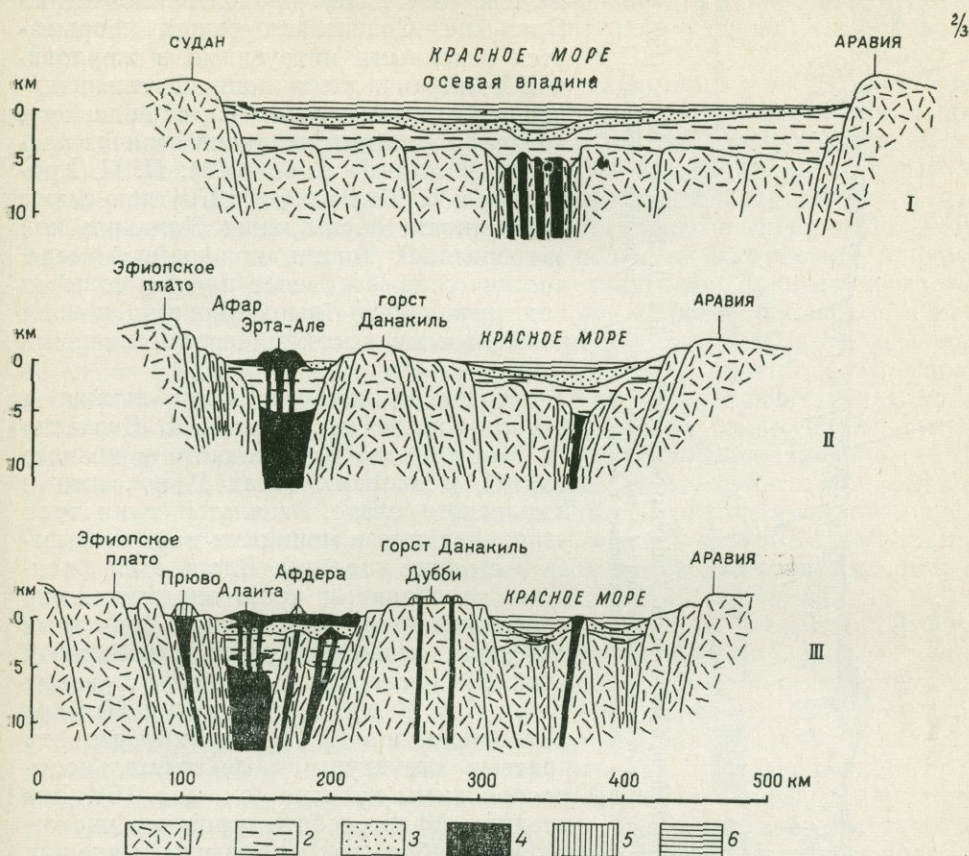


Рис. 17. Схематические профили через Красное море и северную часть впадины Афар (по Г. Тазиеву и Ж. Варе, 1969 г.):

I — через среднюю часть рифта Красного моря (по Drake, Girdler, 1962), II и III — через северную часть впадины Афар; 1 — фундамент (докембрий — юра); 2 — эвапориты; 3 — новейшие осадки; 4 — океанические базальты; 5 — кислые лавы; 6 — вода

и резко отличающиеся по изотопным соотношениям стронция от основных, являются продуктами контаминации или прямого плавления материала коры.

В самой северо-западной части впадины Афар — узком Данакильском грабене, зажато между одноименным горстом и восточным бортом Эфиопского плато (рис. 18), распространена так называемая данакильская серия пестроцветных обломочных пород континентального и частично морского происхождения (до 1 км), предположительно неогенового возраста, а также находящаяся в ней в неясных стратиграфических соотношениях эвапоритовая толща, состоящая из галита, гипса, ангидрита, а также прослоев калийных солей мощностью более 0,9 км, а по геофизическим данным — даже до 4—6 км. Возраст эвапоритовой толщи точно не известен. Его относят либо к плейстоцену (Holwerda

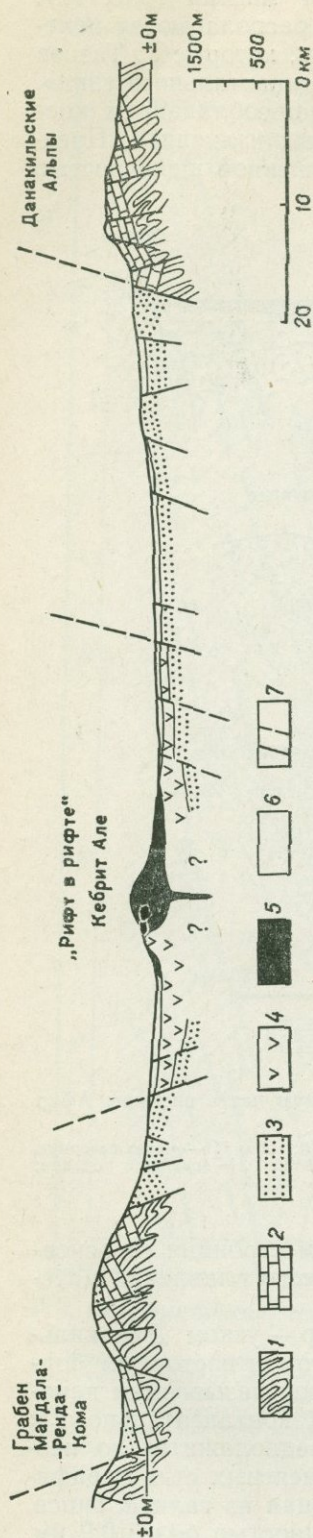


Рис. 18. Схематический геологический профиль через Данакильский грабен. По Д. Баннергу и др. (1970 г.)
 1 — докембрийский фундамент; 2 — мезозой; 3 — верхнетретичные отложения; 4 — соленосная толща; 5 — вулканическая серия Аден; 6 — четвертичные отложения; 7 — сбросы (наблюдающиеся и предполагаемые)

е. а., 1968), либо в основном к неогену (Bannert и. а., 1970). Не исключено, что она хотя бы частично соответствует верхнемиоценовой соленосной толще Красного моря. Выходы эвапоритовой толщи приурочены к осевой части Данакильского грабена — соляной равнине, лежащей ниже уровня океана (оз. Ассале — 116 м), на северо-западном продолжении «щели» Эрта-Але. Соленосная толща прорывается основными интрузиями и жерловиной четвертичного вулкана, вызывающими деформацию соли и, по-видимому, контролирующими излияния горячих расолов (Holwerda е. а., 1968). П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев (1970) допускают возможность образования Данакильской эвапоритовой толщи, по крайней мере, частично, за счет поступления солей в подвергавшийся выпариванию водоем ювенильными высокоминерализованными гидротермами.

Структура впадины Афар сложна и расшифрована не полностью. Согласно П. Мору, вдоль ее западного и южного бортов, в краевых зонах Эфиопского и Харарского плато, базальты серии трап увеличиваются в мощности и погружаются в сторону впадины. Вдоль этой флексуры на западном краю впадины Афар прослеживается зона узких долготных грабенов, смещенных, как и восточный край Эфиопского плато, рядом краевых сдвигов. Ф. Барбери, Г. Тазиев и Ж. Варе (Barberi е. а., 1972) считают, что эти краевые структуры в действительности расположены кулисно (см. рис. 16). Дно впадины Афар разбито огромным числом сбросов небольшой амплитуды и трещин на множество узких горстов, грабенов и односторонних антитетически наклоненных блоков шириной в несколько сотен метров. В южной части впадины, могущей рассматриваться как расширенное продолжение Эфиопского рифта, разрывы имеют, главным образом, свойственное ему северо-северо-восточное простирание, и, согласно П. Мору (1973), прослеживается продолжение зоны Вонжи, которая в центре впадины, у оз. Аббе, расщепляется на две ветви, идущие на север к Красному морю и на восток — к зал. Таджура. Однако Г. Тазиев отрицает существование продолжения зоны Вонжи во впадине Афар. В северной части впадины большинство разрывов имеет северо-северо-западное, а в восточной — субширотное простирание, соответственно парал-

лельное таковым соседних рифтов Красного моря и Аденского залива, причем субширотные разрывы слепо утыкаются на востоке в разлом на западном борту горста Айша — северного выступа Сомалийского плато. Переход от Красноморского к Аденскому направлению происходит более плавно, однако на отдельных участках наблюдается густая сетка пересекающихся разрывов нескольких простираний, а местами резкие коленообразные изгибы ряда разломов и их сочетаний (грабен Гава). Горсты Данакиль и Айша представляют выступы докембрийского фундамента, частично перекрытого мезозойскими отложениями и кайнозойскими вулканитами (до позднечетвертичных включительно в южной части горста Данакиль).

Гравитационное поле впадины Афар характеризуется господством отрицательных аномалий Буге, убывающих от ее западного и южного бортов к побережью Красного моря от -150 мгл до 0 (Makris e. a., 1972). Вулканическим грядам Эрта-Але и другим, приуроченным к предполагаемым разрывам сплошности континентальной коры, отвечают зоны локальных гравитационных максимумов и даже небольших положительных аномалий. Меньшие по величине максимумы приурочены и к зоне Вонжи. Анализ гравиметрических данных позволил И. Макрису и другим предположить, что под краями Эфиопского плато присутствует континентальная кора мощностью около 30 км и несколько менее мощная — над горстами Айша (20 км) и Данакиль. Под впадиной Афар и в особенности под зоной Вонжи континентальная кора сильно утонена и подстилается линзой материала пониженной плотности, а над северной частью Афара — частично «океанизирована». Эта модель строения коры в общем подтверждается результатами сейсмических экспериментов (метод преломленных волн) в самой восточной части Афара, в области Джибути, прилегающей к зал. Таджура (Lepine e. a., 1972), где был установлен следующий сейсмический разрез коры: до глубины 5 км скорости составляют $4,3$ и $5,5$ км/с, а ниже 5 км — $6,5$ км/с, постепенно увеличиваясь на глубине 13 км до $7,0$ и на глубине 35 км — до $7,5$ км/с. Аэромагнитная съемка впадины Афар (Girdler, 1970) показала, что в южной и средней ее частях вплоть до края Эфиопского плато господствует система линейных аномалий субширотного (Аденского), а в северной части Афара — северо-западного простирания (рис. 19). В некоторых районах (Данакильский горст и др.) аномальное поле по своей интенсивности и рисунку характерно для континентальной коры. Разломы долготного и северо-восточного простирания в южной и западной частях впадины в магнитном поле не отражаются, и природа широтных линейных аномалий на юге впадины неясна. Возможно, что они, как и линейные магнитные аномалии в Кенийском рифте, в основном отражают влияние магнитных неоднородностей в докембрийском фундаменте. Наиболее высокой сейсмичностью отличаются некоторые краевые участки впадины Афар — ее северо-западное окончание, южный участок западного борта и грабен Таджура на востоке.

В отношении происхождения депрессии Афар высказывались гипотезы, допускающие весьма различную степень растяжения и горизонтального перемещения обрамляющих ее блоков континентальной коры. Исходя из поразительного сходства очертаний западного и южного бортов впадины Афар и юго-западного угла Аравийского полуострова и учитывая близкий к океаническому характер коры под Аденским заливом, А. Лаутон (1970) считал, что до палеогена включительно юго-западный угол Аравии непосредственно соприкасался с южным (Сомалийским) бортом современной впадины Афар и с Данакильским горстом, который, в свою очередь, вплотную примыкал к восточному краю современного Эфиопского плато. При последующем раздвигании Данакильская глыба была повернута на 30° против часовой стрелки, и меж-

ду ней и Эфиопским поднятием образовалась Афарская впадина с океанической корой. Однако эта гипотеза не может быть принята, поскольку: а) ей противоречит существование горста Айша, представляющего выдвинутый к северу выступ Сомалийской глыбы, который в реконструкции А. Лаутона для дораздвиговой эпохи оказывается в значительной части перекрытым Аравийской глыбой; б) под большей частью Афара присутствует кора не океанического, а континентального типа, хотя и несколько утоненная; об этом свидетельствуют сейсмические (для района Джибути), гравиметрические данные, а также обилие кислых вул-

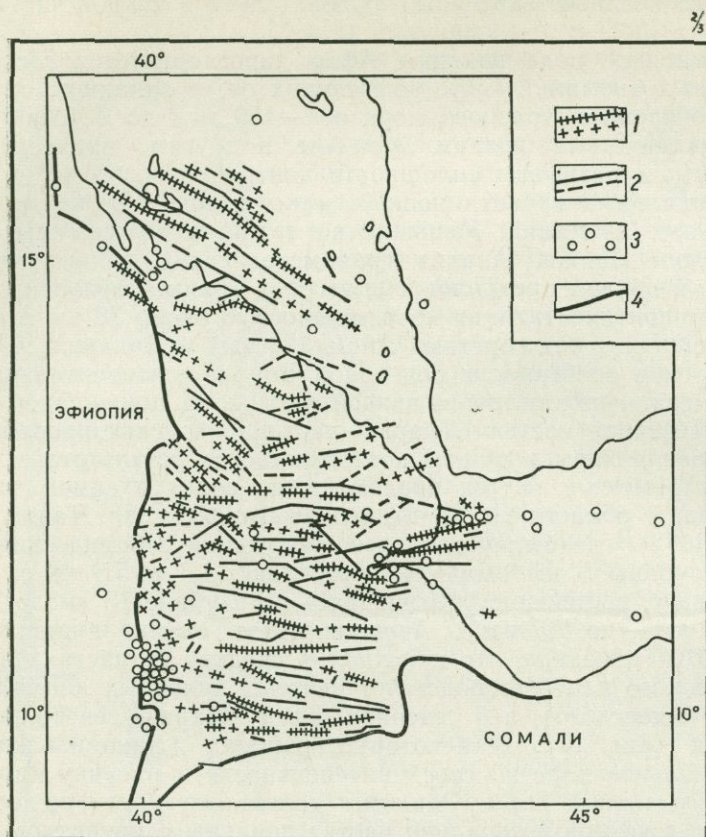


Рис. 19. Схематическая карта простираций магнитных аномалий и эпицентров землетрясений 1955—1968 гг. в пределах впадины Афар и прилегающих районах Красного моря и Аденского залива (Girdler, 1970)

1 — оси магнитных максимумов (достоверные и выделяемые менее уверенно); 2 — то же, магнитных минимумов; 3 — эпицентры; 4 — линии эскарпов

канических пород и присутствие гранитоидных массивов в пределах Афара; в) рисунок линейных магнитных аномалий не соответствует концепции «спрединга». Совпадение контуров Юго-Западной Аравии и краев впадины Афар само по себе не может считаться доказательством их первоначального совмещения, поскольку это явление свойственно многим грабенам, образовавшимся в результате опускания. Впадина Афар, за исключением ее юго-западной части, является связующим звеном между рифтами Красного моря и Аденского залива и, несомненно, формировалась в условиях растяжения, свидетельства которого мы находим в структуре, вулканизме, особенностях гравитационного поля и глубинном строении коры, но его масштаб был значительно

меньшим, чем предполагает А. Лаутон. Континентальная кора в пределах впадины Афар была раздроблена наклонными сбросами, утоньшена и растянута, но полный ее разрыв и новообразование коры океанического типа, согласно Г. Тазиеву и Ж. Варе, имели место лишь в отдельных узких щелевидных зонах Северо-Западного Афара.

Суммарная амплитуда горизонтального растяжения в северо-восточном направлении, по-видимому, составляет не 400 км, как следует из модели Лаутона, а несколько десятков — максимум сто(?) километров. Амплитуду растяжения, отраженную в смещении по наклонным сбросам, принимая их среднюю частоту в 2—4 сброса на 1 км, средний наклон 30° и среднюю амплитуду 75 м, П. Мор (Mohr, 1972) оценил для Восточного, Центрального и Северного Афара в 20—25 км (для Южного Афара растяжение в восток-юго-восточном направлении оценивается им лишь в 5 км). К этим цифрам следует добавить горизонтальный эффект заполнения трещин растяжения и раздвиговых зон магматическим материалом и смещений по погребенным сбросам.

АДЕНСКАЯ ВЕТВЬ

В отличие от остальных субмеридиональных ветвей Африкано-Аравийского рифтового пояса его восточная, Аденская ветвь имеет общее субширотное простираие и служит связующим звеном между ним и субмеридиональным рифтовым поясом Аравийско-Индийского или Карлсбергского подводного хребта. По своему строению и происхождению межконтинентальный рифт Аденского залива близок к рифту Красного моря, но, вероятно, отражает более зрелую стадию рифтогенеза. Длина Аденской рифтовой зоны 1500 км. Роль ее бортов играют приподнятые местами до 2—2,5 км южный край Аравийской платформы, северный край Сомалийского блока Африканской платформы и небольшая глыба о-ва Сокотра, некогда представлявшая тектонически единое целое с Сомалийским полуостровом. На обоих бортах Аденского рифта, главным образом в их более приподнятых западных частях, обнажаются докембрийские метаморфические образования Мозамбикского пояса. В восточной части Сомалийского борта верхнепротерозойские породы, по наблюдениям Е. А. Долгинова, обладают субширотным простираием. Докембрийский фундамент несогласно перекрыт юрскими (не везде), меловыми, палеоценовыми и эоценовыми отложениями.

На Аравийском борту мезо-кайнозойский чехол смят в пологие субширотные складки, а вблизи побережья Аденского залива разбит многочисленными, также субширотными сбросами на ряд узких ступенчатых грабенов и горстов, в некоторых из которых обнажается докембрийский фундамент. В самых южных, опущенных по сбросам блоках на берегу Аденского залива появляются олигоценые, неогеновые и четвертичные отложения, накопившиеся после возникновения Аденской впадины в виде, близком к современному, а в западной части побережья присутствуют остатки шести позднемиоценовых кальдерных вулканов, приуроченных к зоне краевых разломов Аденского рифта (Gass, Mallick, 1968). Эти вулканы (Джебел Хариз, Аден и др.) сложены лавами и пирокластолитами из различных субщелочных пород (оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендиты, щелочные риолиты). На Сомалийском борту мезо-кайнозойские отложения слагают асимметричное субширотное валообразное поднятие с докембрийским ядром, рассеченное сбросами юго-восточного простираия. Обращенное к Аденскому рифту узкое и крутое северное крыло поднятия осложнено долготными и широтными сбросами, частично олигоцен-неогеновыми, а частично более древними, мезозойскими и лишь подновленными в позднем кайнозое.

Как показал А. Аззароли (Azzaroli, 1968), на ряде участков Северо-Сомалийской зоны поднятий юрские и нижнемеловые отложения первично (?) отсутствуют, но распространены к северу и к югу от него. Общая мощность мезозоя на поднятии составляет первые сотни метров, а на опущенном по сбросу северном крыле — 2,5 км. При этом верхнеюрские, в частности киммериджские, отложения на северном борту Северо-Сомалийского поднятия представлены в глубоководных (пелагических), а к югу от него — в мелководных фациях. Анализируя эти факты, А. Аззароли пришел к выводу, что возникновению кайнозойского рифта Аденского залива, вероятно, предшествовало существование сходной структуры в течение юры и мела. Сходство палеоценовых и эоценовых морских отложений в пределах северной части Сомали и Южной Аравии указывает на то, что дифференцированное погружение Аденской впадины сменилось в это время общим умеренным опусканием ее вместе с ее бортами. После некоторого перерыва на рубеже эоцена и олигоцена начинается новый этап погружения Аденской впадины и роста Северо-Сомалийского поднятия; самая восточная часть его (архипелаг Сокотра) отделилась от основной, западной части в начале миоцена диагональным грабеном. Вдоль северного борта Северо-Сомалийского поднятия в олигоцене накапливаются мощные (до 2—2,5 км) трансгрессивно залегающие терригенные отложения серии Дабан, в восточной части южного побережья Аденского залива — морские, в западной — континентальные. В раннем миоцене мелководные морские осадки (рифовые известняки свиты Дубар) отлагаются по всему побережью Аденского залива. В верхах серии Дабан и свите Дубар присутствуют валуны, глыбы и оползневые блоки различных более древних пород, свидетельствующих об их накоплении непосредственно к северу от резкого тектонического уступа. Максимальное усиление подвижек по Северо-Сомалийским сбросам, по-видимому, относится к среднему — позднему миоцену, но они продолжались и в плиоцене (Azzaroli, 1968).

Ширина Аденского залива увеличивается от 250 км в западной части до 500 км в восточной; большая часть его дна, за исключением узких шельфовых зон и континентальных склонов, характеризуется глубинами от 1 до 2 км в западной части, от 2 до 3 км в средней и от 3 до 4 км в самой восточной части залива. В пределах глубоководной части акватории залива, за исключением его осевой зоны, по сейсмическим данным (Лаутон, 1970 и др.), ниже осадочных толщ присутствует слой со скоростью продольных волн около 3,95—4,3 км/с, мощностью 2—3 км и слой со скоростью 6,45—6,9 км/с; очевидно, они могут соответствовать второму и третьему слоям океанической коры. Ниже, на глубине около 10 км местами обнаружен слой со скоростью 7,5—7,8 км/с. Однако линейные магнитные аномалии в этих областях отсутствуют. Центральную зону Аденского залива образует подводный срединный хр. Шеба шириной в его восточной части до 100—150 км с расчлененным рельефом и осевым рвом, напоминающий океанические хребты в миниатюре. В западной части залива хребет сужается, понижается и вырождается западнее меридиана г. Берберы, но осевой ров продолжается вплоть до западного берега Аденского залива, вдаваясь в пределы Африканского материка в виде узкого зал. Таджура, и здесь затухает (рис. 20). В плане осевая зона Аденского рифта имеет вид слабо выпуклой к северу дуги. Подобно рифтовым зонам океанов, она характеризуется полосовидными магнитными аномалиями, которые, как и продольные линейные элементы подводного рельефа, смещены рядом взаимопараллельных трансформирующих разломов северо-восточного простирания, выраженных в виде очень глубоких рвов и сопряженных с ними гряд. По большинству этих зон более восточные сегменты как бы относительно смещены к северу (наиболее значительное относительное «смещение» — около 200 км — связано с зоной Алула Фартак, идущей

щей к северо-востоку от восточной оконечности Африки), но по самой восточной зоне поперечного трансформирующего разлома — зоне Оуэна — восточное продолжение Аденской рифтовой зоны относительно смещено к югу почти на 300 км. Этим продолжением является значительно более широкий рифтовый пояс Карлсбергского или Индо-Аравийского внутриокеанического хребта. К осевой рифтовой зоне Аденского залива (включая зал. Таджура) и смыкающим отдельные ее отрезки зонам трансформирующих разломов приурочена высокая концентрация эпицентров мелкофокусных землетрясений (Fairhead, Girdler, 1970); план деформаций в очагах землетрясений согласуется с предположением о сдвиговых смещениях в трансформирующих зонах.

А. Лаутон (1970) высказал мнение, что вся глубоководная область Аденского залива представляет результат разрыва и горизонтального растяжения в северо-восточном направлении Аравийской континентальной глыбы относительно Сомалийской, первоначально соприкасавшихся между собой, в послезоценовое время. В пользу этого свидетельствует океанический тип строения коры в пределах впадины, а также сходство контуров берегов Аденского залива и их геологического строения. Однако в действительности основным результатом растяжения в северо-восточном направлении, диагонального к простиранию впадины Аденского залива, может считаться лишь возникновение ее осевой зоны — срединного хр. Шеба с рифтовой долиной. Западное окончание этой зоны (зал. Таджура) обрамлено с севера и с юга глыбами континентальной коры — Данакильским горстом и горстом Айша, представляющим выдающийся к северу более чем на 100 км выступ Сомалийской глыбы, в которые упираются на западе краевые зоны Аденской впадины. Если в отношении Данакильского горста допустимо предположение о вращательном (против часовой стрелки) перемещении его южной части, то автохтонная природа блока Айша, как уже говорилось, не вызывает сомнений. Но если это так, то вся южная краевая глубоководная зона Аденской впадины между срединным хребтом и Сомалийским шельфом должна была в основном образоваться не в результате растяжения (хотя последнее, несомненно, имело место), а в результате опускания и, возможно, базальтовых излияний, сопровождавшихся изменением физических свойств земной коры. Полное сходство южной и северной краевых зон Аденской впадины заставляет распространить этот вывод и на последнюю.

Как показал А. Аззароли, образованию Аденского рифта в олигоцене — миоцене предшествовало существование на его месте (или, во всяком случае, в его южной краевой части) аналогично ориентированной, временами глубоководной впадины, ограниченной с юга разломами. Все сказанное позволяет предполагать, что краевые зоны Аденской впадины начали формироваться в результате глубоких погружений, происходивших по крайней мере с юры или позднего триаса и возобновившихся в олигоцене. С таким происхождением краевых зон согласуется и отсутствие в них полосовых магнитных аномалий. Сходство же коленчатых контуров обоих побережий континентальных склонов Аденского залива, позволившие А. Лаутону «составить» Сомалийскую и Аравийскую глыбы, представляет характерную черту строения многих крупных грабенов. Но в отличие от внутриконтинентальных рифтов коленчатый контур бортов межконтинентального рифта Аденского залива повторяется и в структурном плане его срединной зоны — осевого хребта с рифтовой долиной и трансформирующих разломов.

КРАСНОМОРСКО-ЛЕВАНТИНСКАЯ ВЕТВЬ

Северная ветвь Африкано-Аравийского рифтового пояса простирается от Баб-эль-Мандебского пролива на юге до южной границы складчатого сооружения Восточного Тавра (в Юго-Восточной Турции), т. е.

до южной границы Средиземноморского эпигеосинклинального орогенического пояса на севере. В ее состав входят межконтинентальная рифтовая зона Красного моря с ее краевыми поднятиями, лежащая на ее северо-западном продолжении более узкая и короткая континентальная рифтовая зона Суэцкого залива и субмеридиональная Левантийская зона разломов, обрамленная узкой зоной поднятий на западе и широкой на востоке.

Рифтовая зона Красного моря, достигающая в длину 1800 км, состоит из широкого (от 150—200 км на севере до 300—350 км на юге) сложного грабена, выполненного, главным образом, кайнозойскими отложениями, и обрамляющих его зон поднятий, сложенных породами докембрийского фундамента. В районах, прилегающих к Красному морю (Нубийский и Аравийский щиты), он представлен мощными сериями первично терригенных и вулканогенных образований ранне-среднерифейского возраста, смятых в складки «красноморского» простирания, метаморфизованных, частично гранитизированных и прорванных интрузиями гранитоидов с возрастом около 0,9—1 млрд. лет (Поников и др., 1973). Эти образования местами несогласно перекрываются существенно вулканогенными толщами верхнего рифея, а также молассовыми и порфиоровыми толщами венда (формация Хаммамат мощностью до 1,5—2 км и др.), в основном приуроченными к побережьям Красного моря, Суэцкого и Аденского заливов. К началу кембрия относится внедрение интрузий «посттектонических» красных щелочных гранитов. Таким образом, простирание и даже местоположение будущего рифта Красного моря было предопределено структурами складчатого пояса, геосинклинальное развитие которого завершилось к концу среднего рифея, а орогенное — к началу палеозоя. На его месте возникло обширное платформенное поднятие — Аравийско-Нубийский щит, в осевой зоне которого, согласно распространенным представлениям, в кайнозое (?) образовалась впадина Красного моря. Но, во всяком случае, эта древняя ослабленная осевая зона, несомненно, неоднократно проявляла себя еще на протяжении палеозоя и мезозоя локальными (?) погружениями и магматической активностью. По обоим ее краям, в частности в прилегающей к грабену Красного моря (т. е. к осевой зоне бывшего Аравийско-Нубийского щита) части Нубийского щита, в Восточном Египте обнаружен ряд щелочно-карбонатитовых массивов центрального типа мелового и палеогенового возраста (В. И. Буданов, 1969 г.), а южнее, в Восточном Судане — ряд кольцевых массивов щелочных гранитов, относимых к раннему и позднему (?) палеозою (Уайтман, 1973). Щелочные палеозойские массивы известны и к востоку от впадины Красного моря, в пределах Аравийского щита.

В новейшей структуре западная (Нубийская) зона обрамления представляет узкий полусвод, постепенно повышающийся к югу от 1—1,5 км до 2—2,5 км. Восточная (Западно-Аравийская) зона обрамления значительно шире западной, выше ее, особенно в южной части (до 2,5—3,5 км), и построена сложнее: здесь выделяется ряд частных сводово-глыбовых поднятий (наиболее крупное из них — Йеменское поднятие на юге зоны) и впадин, в том числе грабенообразных. На ряде участков Западно-Аравийской зоны широко распространены проявления кайнозойского вулканизма. К ним относятся вулканический комплекс Сана палеогенового — миоценового возраста мощностью более 1 км — аналог серии Трап Эфиопского нагорья (щелочные базальты, а в верхней части также трахиты, комендиты и др.), прорванный кайнозойскими гранитоидами в Йемене, и обширные покровы плиоценовых и четвертичных базальтов, увенчанные многочисленными, в том числе действующими вулканами (извержение 1956 г. в районе г. Медины) в Саудовской Аравии. Некоторые вулканические центры приурочены к восточной границе грабена Красного моря (около 17—

18° с. ш.), но большинство их располагается в присводовых частях Западно-Аравийской зоны поднятий, образуя несколько вулканических хребтов, вытянутых в северо-северо-западном или меридиональном направлении (например, долготная 600-километровая вулканическая гряда между Меккой и Мединой).

Погружения в северной части впадины Красного моря, прилегающей к Суэцкому заливу, очевидно, происходили уже в позднем девоне — карбоне (Саид, 1965), а в ее южной части — в юре. На всем протяжении грабена они начались (или возобновились?) в конце мела — палеогене* и резко усилились в конце олигоцена и миоцена. Сенион-эоценовые отложения на Северном, Египетском, участке побережья Красного моря представлены морскими глинисто-карбонатными фациями (Саид, 1965); а южнее, на побережьях Судана (Sestini, 1965) и Саудовской Аравии, — мелководно-морскими осадками верхов мела, перекрывающимися континентальными палеогеновыми (?) песчаниками и конгломератами с отдельными горизонтами базальтов, общей мощностью в несколько сотен метров. Стратиграфически выше во всех районах Красноморского побережья залегают мощные миоценовые отложения, мощность которых на Суданском участке достигает 1,5—2,5 км (Sestini, 1965). Нижний и средний миоцен представлены преимущественно морскими, в нижней части терригенными (иногда вплоть до грубообломочных) отложениями с отдельными потоками и силами шельфовых базальтов, а в верхней — терригенно-карбонатными осадками, фауна которых свидетельствует о связи с бассейном Средиземного моря. Однако в некоторых разрезах Суданского побережья в низах миоцена присутствуют мощные лагунные, гипсо-соленосные отложения. Верхний миоцен представлен главной эвапоритовой толщей (соль, гипс, глины), развитой на Египетском** и Суданском участках побережья и вскрытой рядом скважин как на шельфе, так и в глубоководной зоне Красного моря (Ross e. a., 1973) и, несомненно, выстилающей почти всю Красноморскую впадину. Образование эвапоритовой толщи, как и аналогичной толщи Средиземного моря, очевидно, было связано с почти полной изоляцией этих водоемов от Мирового океана в течение позднемиоценового времени. Скважина, прошедшая мощную эвапоритовую толщу в южной части Красного моря, вскрыла под ней озерные (?) отложения олигоценового (36 млн. лет) возраста (Lowell, Genik, 1972). Вышележащие плиоценовые и четвертичные отложения представлены на Суданском побережье грубообломочными (вплоть до валунно-галечных) континентальными отложениями (250—300 м), на Египетском — прибрежными и мелководно-морскими терригенно-карбонатными осадками, в том числе рифогенными известняками, а на акватории Красного моря — морскими глинисто-карбонатными осадками мощностью 200—300 м (Ross e. a., 1973). Фауна плиоценовых и четвертичных морских отложений свидетельствует о проникновении в пределы Красноморской впадины вод Индийского океана. Плиоцен-четвертичные осадки резко отличаются по скорости прохождения продольных волн (1,6—1,7 км/с) от соленосной толщи (4,4 км/с), кровля которой представляет четкую отражающую границу.

Краевые разломы на побережьях Красного моря фиксируются лишь на отдельных участках, а некоторыми авторами (Whiteman, 1968; Уайтман, 1973) их существование оспаривается. Во всяком случае, высокие эскарпы Аравийского и Нубийского краевых поднятий, у подножия которых распространены кайнозойские отложения, в основном имеют де-

* Согласно А. В. Развальяеву (1969), в течение позднего мела — раннего эоцена погружение в северной части Красного моря мало отличалось по интенсивности от Нильской синеклизы.

** Р. Саид (1965) относит ее условно к верхам среднего миоцена.

нудационное происхождение и в результате длительной педипланации существенно отступили от линий первоначально обусловивших их сбросов или, как считает Дж. Уайтман, краевых флексур. Симметрично расположенные краевые зоны морского дна шириной от 50 км в северной части и до 100—150 км в южной части моря характеризуются сравнительно небольшими глубинами (0—500 м) и рассматриваются большинством исследователей как поверхность днища огромного сложного грабена, в котором кайнозойские отложения (до 3—4 км и более) покоятся на коре континентального типа, несколько утоньшенной по сравнению с Аравийским и Нубийским краевыми поднятиями и разбитой наклонными ступенчатыми сбросами (Girdler, 1958; Drake, Girdler, 1964 и др.). В пользу континентальной природы коры свидетельствует отсутствие в зонах шельфов полосовых магнитных аномалий. Правда, в фундаменте этих зон установлены скорости продольных волн (6,6—6,7 км/с), более свойственные океанической коре (Davies, Tramontini, 1970) и близкие к таковым периферических зон Аденского рифта. Однако аномально высокие для континентальной коры сейсмическая скорость и плотность фундамента этих зон, по-видимому, можно объяснить сильным раздроблением их коры глубокими разрывами растяжения и пронизыванием ее магматическим материалом основного состава. Данные бурения и геофизических исследований, в частности, для южной части моря (Lowell, Genik, 1972) свидетельствуют о сильной нарушенности осадочной толщи краевых зон множеством наклонных сбросов, связанной с растяжением континентальной коры без полного разрыва ее сплошности. Вдоль обоих бортов впадины Красного моря намечается существование очень узких грабенов и щелевидных раздвиговых зон, с которыми могут быть связаны аномально высокие значения теплового потока, например близ юго-западного берега моря (Girdler, 1970).

Осевая зона рифта Красного моря шириной до 50—100 км и глубиной до 1—2,2 км представляет молодую, плиоцен-четвертичную тектоническую депрессию, не полностью компенсированную осадками. Некоторые исследователи, например Л. Пикар (Picard, 1970), склонны рассматривать ее как молодой внутренний грабен («грабен в грабене»). Однако результаты геофизических исследований (Drake, Girdler, 1964; Гирдлер, 1970 и др.) показали, что с осевым трогом Красного моря связаны зоны значительных положительных гравияномалий Буге (до +150 мгл) и резкие полосовидные магнитные аномалии амплитудой до 1200 гамм, аналогичные таковым осевых зон срединно-океанических хребтов. Мощность осадков в осевой зоне составляет от 1 до 2,7 км, т. е. в 1,5—3 раза меньше, чем в периферических зонах моря (Нотт и др., 1970). Они подстилаются в осевой зоне породами со скоростью продольных волн около $7,08 \pm 0,21$ км/с, что, очевидно, может свидетельствовать о полном разрыве сплошности континентальной коры и внедрении между материковыми глыбами Африки и Аравии системы мощных даек основного или ультраосновного вещества, поднявшегося из мантии. Эти данные делают более вероятным предположение о раздвиговом (точнее сдвиго-раздвиговом) происхождении осевой зоны рифта Красного моря с относительным горизонтальным перемещением обрамляющих ее блоков в субмеридиональном (северо-северо-восточном направлении). Эта зона характеризуется высокой сейсмичностью (Fairhead, Girdler, 1970), а также исключительно высоким тепловым потоком (Girdler, 1970), составляющим в большинстве точек от 2 до 8 е. т. п., а в одном пункте даже 79 е. т. п. (!). В южной части Красного моря глубоководная зона мелеет, сужается и выклинивается, и амплитуда раздвиги, очевидно, уменьшается. Здесь осевую раздвиговую зону Красного моря, возможно, кулисно подставляют короткие эмбриональные раздвиговые зоны северной части впадины Афар. Подтверждением идеи о подъеме в осевой зоне рифта Красного моря глубинного мате-

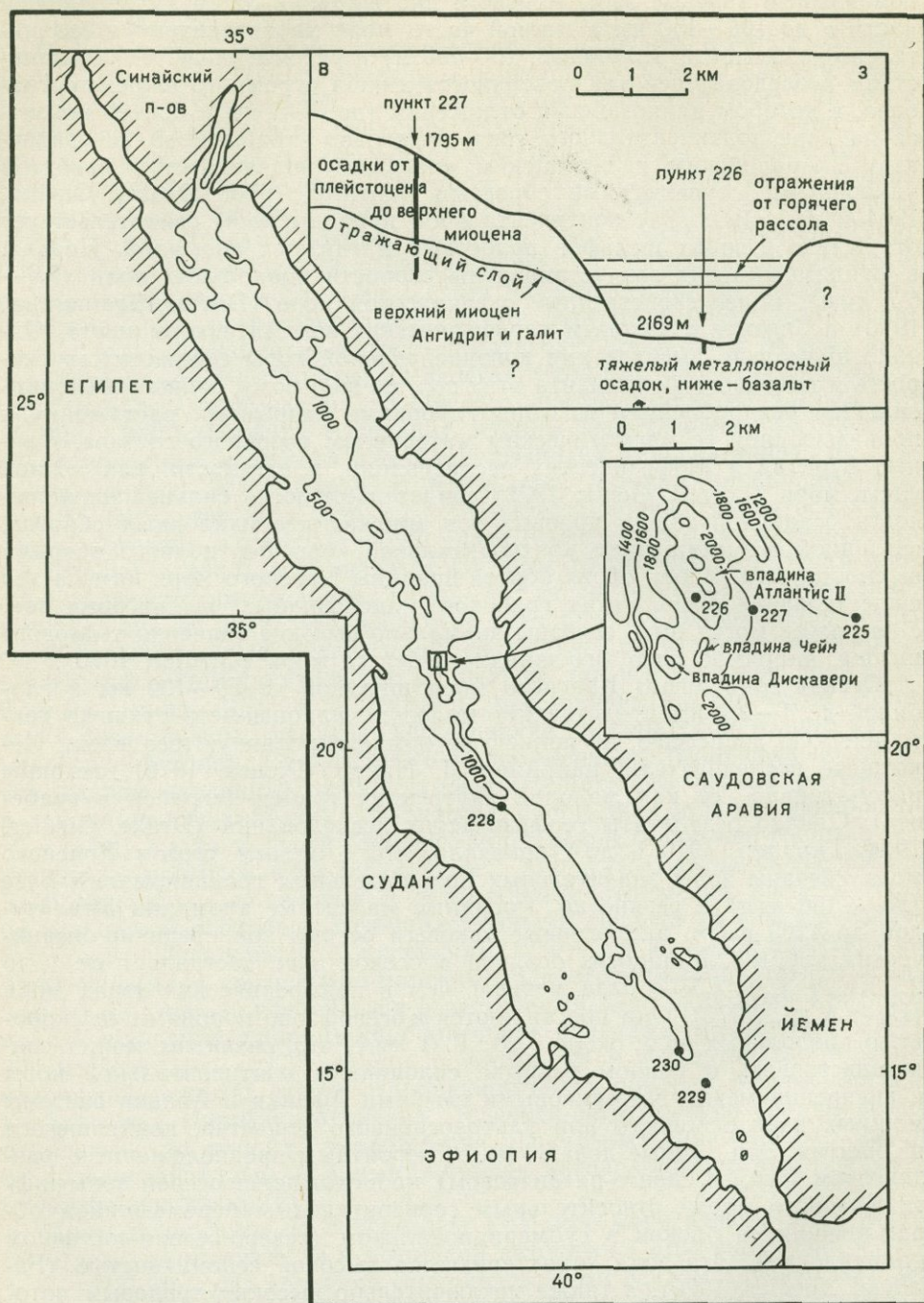


Рис. 21. Схематическая карта расположения скважин глубоководного бурения в осевом трое Красного моря и разрез впадины Атлантис II, вскрытый скважинами 226 и 227. По Д. Россу, Р. Уайтмаршу и др. (1973 г.). На основной карте — глубины в фатоммах, на врезке — в метрах

риала является наличие вскрытых при глубоководном бурении (рис. 21) во впадине Атлантик II в средней части осевой зоны под 14-метровой пачкой четвертичных осадков типичных толеитовых базальтов, сходных с таковыми срединно-океанических хребтов (Ross *et al.*, 1973). На южном окончании осевой зоны Красного моря имеется несколько вулканических островов, состав продуктов которых последовательно изменяется с северо-запада на юго-восток от толеитовых базальтов (Джебел а-Тайр) к переходному от толеитовых к щелочным базальтам (Зубейр) и даже к щелочным базальтам, сопровождаемым трахибазальтами, трахиандезитами и трахитами (о-ва Ханиш-Цукур), типичным для континентальных рифтовых зон (Gass *et al.*, 1973). Таким образом, двигаясь вдоль осевой зоны Красноморского рифта к ее юго-восточному окончанию, где она вырождается и затухает, мы наблюдаем изменения состава вулканитов, свидетельствующих о превращении рифта межконтинентального типа во внутриконтинентальный рифт. Небольшие наиболее глубокие (глубже 2 км) замкнутые котловины в рельефе дна осевой зоны Красноморского рифта (Дискавери, Чейн, Атлантик II) характеризуются аномально высокими температурами морской воды (до 50—60°) и ее исключительно высокой соленостью (до 25—31%), в частности, огромным содержанием в ней ионов ряда металлов (Дегенс, Росс, 1974). В пределах этих котловин накапливаются осадки, состоящие из монтмориллонита, ангидрита и окислов железа (гематит, гётит и др.), а также других тяжелых металлов (меди, свинца, цинка, серебра, золота и др.). Тепловой поток на дне котловин очень высок, но колеблется в широких пределах. Происхождение рассолов и выпадающих из них металлоносных осадков на дне глубоких котловин Красного моря представляет дискуссионную проблему. Высказывались, в частности, предположения, что они: 1) образовались при почти полном выпаривании вод Красноморского водоема во время его изоляции и резкого падения уровня в период вюрмской гляциоэвстатической регрессии; 2) возникают в результате поступления в придонную часть бассейна рассолов из миоценовой эвапоритовой толщи, вскрывающейся на крутых сбросовых склонах глубоководных котловин; 3) представляют продукт гидротермальной активности в рифтовой зоне. Установленное глубоководным бурением в Красном море закономерное увеличение солености поровых вод в плиоцен-четвертичных осадках при приближении к кровле соленосной толщи свидетельствует в пользу ее важной роли в формировании рассолов. Однако сходство состава металлоносных осадков в котловинах Красного моря и срединно-океанических рифтовых зонах позволяет предполагать, что в осевой зоне Красноморского рифта может также происходить разгрузка ювенильных металлоносных гидротерм.

Для впадины Красного моря характерно сходство очертаний его береговых линий и краевых эскарпов, а также контуров осевой глубоководной зоны моря (см. рис. 21). Далее к югу подобный параллелизм проявляется в очертаниях краевых эскарпов Йеменского побережья Аравии и бортов впадины Афар. Некоторые исследователи (Лаутон, 1970; McKenzie *et al.*, 1970; Davies, Tramontini, 1970) объясняют его первоначальным соприкосновением Аравийского и Африканского, а также Сомалийского блоков и последующим отодвиганием Аравийского блока, испытывающего вращение против часовой стрелки. Внутренний глубоководный трог Красного моря трактуется как результат начавшейся в плиоцене второй фазы «спрединга». В подтверждение этой гипотезы приводятся и данные о высокой скорости продольных волн в фундаменте краевых шельфовых зон Красного моря (Davies *et al.*, 1970), однако они могут быть, по-видимому, объяснены и без допущения о новообразовании океанической коры между раздвинувшимися на 200—300 км материковыми глыбами (см. выше). О неправдо-

подобности рассматриваемой идеи в отношении происхождения Аденского рифта и впадины Афар, так же как и о том, что сходство контуров бортов рифтовой зоны само по себе не указывает на их первоначальное соприкосновение, уже говорилось. Более вероятно, что хотя континентальная земная кора подвергалась растяжению и раздроблению наклонными сбросами в пределах всей впадины Красного моря, полный разрыв ее сплошности и новообразование океанической коры имели место лишь в осевой глубоководной зоне, выклинивающейся к северному и южному концам Красного моря (Drake, Girdler, 1964; Gass, Gibson, 1969). Однако амплитуда раскрытия осевой «щели» в Красноморском рифте остается недостаточно ясной. Нередко принимается, что она должна соответствовать ширине глубоководного трога, т. е. достигать 50—100 км, но глубоководное бурение в осевой зоне показало (Ross *et al.*, 1973), что мощная верхнемиоценовая соленосная толща, так же как и плиоценовые отложения, распространена на всей площади Красного моря, может быть лишь за исключением чрезвычайно узкой (несколько километров) центральной зоны, где маломощные металлоносные осадки непосредственно подстилаются толентовыми базальтами; вопрос о возможности присутствия эвапоритовой толщи под ними остается открытым. Во всяком случае, амплитуда возможного горизонтального раздвигания в осевой части Красноморского рифта в послемииоценовое время, т. е. за последние 5 млн. лет (скорее всего, в течение последних 2 млн. лет), не превышает нескольких километров (это не исключает возможности более значительного растяжения, расчлененного по всей ширине Красноморской впадины и, в особенности, в ее глубоководной зоне, в течение того же времени, о чем свидетельствует сильная нарушенность неогеновых отложений). Следовательно, формирование глубоководного рва было связано не только с раздвигом или раздвиго-сдвигом, но и с опусканием земной коры в осевой полосе Красного моря. В течение же длительного предшествующего времени, начиная с раннего миоцена, судя по непрерывности распространения неогенового покрова, сколько-нибудь существенное раздвигание коры в пределах этой рифтовой зоны не происходило (Ross *et al.*, 1973), и, следовательно, основные проявления этого процесса должны относиться к донеогеновому времени (поздний мел — палеоген).

Рифтовая зона Суэцкого залива. На северо-западе рифта Красного моря его осевая глубоководная зона и северо-восточная периферическая зона резко обрываются у южной оконечности Синайского полуострова; здесь происходит расщепление северной ветви рифтового пояса. Его продолжениями служат грабен зал. Акаба, являющийся звеном Левантинской рифтовой зоны, и грабен Суэцкого залива. Последний представляет «классический» ступенчатый внутриконтинентальный рифт шириной 50—80 км и длиной около 300 км, затухающий в северном направлении на широте Каира (рис. 22). Он лежит на продолжении западной периферической зоны Красноморского рифта, имеет такое же простираие и обрамляется с запада общей с ним зоной асимметричного сводово-глыбового поднятия. На востоке Суэцкий грабен граничит с треугольной в плане глыбой Синайского полуострова, отделяющей его от Левантинской рифтовой зоны. В южной части Синайского глыбового поднятия докембрийский фундамент поднят до высот 1,5—2,5 км, а к северу погружается под мощный чехол палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, выполняющих перикратонную впадину Юго-Восточного Средиземноморья. В пределах западного борта Суэцкого грабена докембрийский фундамент также в общем погружается в северо-северо-западном направлении, в сторону Средиземного моря. В северной части Синай чехол смят в крупные, осложненные разломами «глыбовые» складки северо-восточного простираия, которые к западу постепенно выглаживаются и затухают. Наиболее древ-

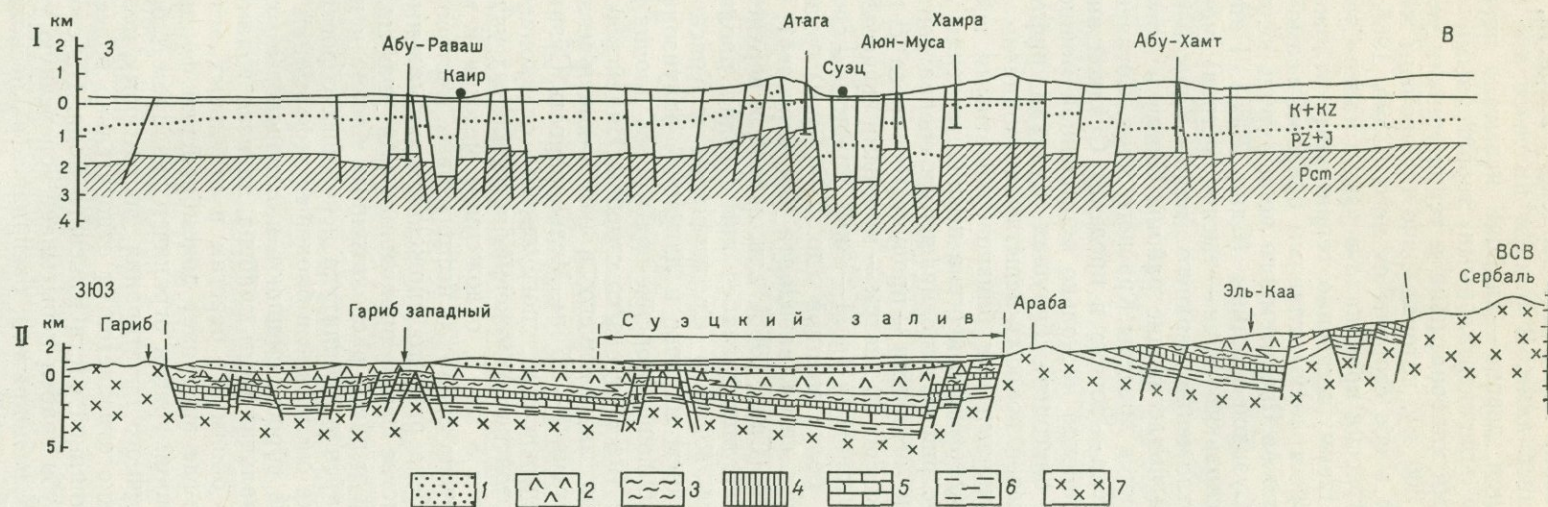


Рис. 22. Геологические профили через Суэцкую рифтовую зону:

I — северное окончание Суэцкого грабена и Каирский грабен (по Х. М. Е. Шюрману, 1973), II — южная часть Суэцкого грабена (по П. Хейброку, 1965). 1 — плиоцен; 2 — верхний миоцен (эвапоритовая толща); 3 — нижний — средний миоцен; 4 — эоцен; 5 — мел; 6 — нубийские песчаники; 7 — докембрий

ним комплексом отложений, обнаруживающим структурную связь с рифтовой зоной Суэцкого залива, является молассовая, с подчиненными кислыми вулканитами, серия Хаммамат вендского возраста, прорываемая кембрийскими гранитоидами. В раннем палеозое эта зона была приподнята, но в позднем девоне — карбоне испытала погружение и была заполнена сперва континентальными терригенными (до 500—600 м), а затем морскими карбонатными и терригенными угленосными отложениями (до 200—300 м), которые явно приурочены к будущему рифту и выклиниваются в обе стороны от него (Саид, 1965; Виноградов, 1969 и др.). Трансгрессия проникала в узкую палео-Суэцкую впадину с северо-запада. Преимущественно терригенные отложения триаса — нижнего мела распространены, главным образом, в самой северной части Египта близ побережья Средиземного моря и лишь незначительно проникают в пределы Суэцкой впадины (Саид, 1965). Напротив, довольно мощные (до нескольких сотен — тысячи метров) морские терригенно-карбонатные отложения верхнего мела — эоцена покрывают всю Суэцкую впадину и прилегающие районы Синай и Восточной пустыни Египта и проникают в пределы Красного моря. Согласно Р. Саиду (1965), отложения мела — эоцена в пределах Суэцкой впадины отличаются от смежных районов несколько повышенной мощностью.

В позднем эоцене — олигоцене будущая Суэцкая рифтовая зона (возможно, кроме ее осевой полосы) испытывает поднятие, сопровождавшееся местами излияниями или близповерхностными внедрениями базальтов. На рубеже палеогена и неогена начинается (или усиливается) погружение Суэцкого рифта, заполнявшегося сперва континентальными грубообломочными осадками — продуктами сноса с поднимающихся «плеч» рифта (до 200 м), затем — мощными существенно мергельными морскими отложениями (до 1—3 км) нижнего — среднего миоцена и, наконец, еще более мощной (до 2—3,5 км) эвапоритовой толщей (чередование соли, гипса, ангидрита или мергелей), принадлежащей к верхам среднего (Саид, 1965) или, скорее, к верхнему миоцену. Палеогеографически Суэцкий грабен представлял пролив, связывавший более обширные водоемы Средиземного и Красного морей, морские в раннем и среднем миоцене и лагунные, полуизолированные от океана, — в позднем миоцене. Морские воды вновь проникли в Суэцкую впадину в плиоцене (на этот раз со стороны Индийского океана). Мощность трансгрессивно залегающего в ней плиоцен-четвертичного комплекса достигает местами 1—1,5 км. Мелководность Суэцкого залива свидетельствует о компенсации погружения осадконакоплением. Общая мощность фанерозойских отложений на отдельных участках Суэцкого грабена превышает 5 км. К отложениям мезозоя и миоцена в Суэцком грабене приурочено около 20 нефтегазовых месторождений.

Днище Суэцкого грабена разбито множеством нормальных наклонных сбросов, в большинстве своем продольных или диагональных, на несколько сотен узких ступенчато расположенных блоков и небольших внутренних горстов и грабенов. Амплитуда некоторых сбросов достигает 1—2 км. Главная эпоха опусканий и блоковых деформаций относится к миоцену, но некоторые сбросы смещают и плиоценовые отложения. Наиболее опущена центральная часть грабена, занятая водами Суэцкого залива, тогда как по обоим его берегам в отдельных относительно приподнятых блоках кое-где выступает докембрийский фундамент. На своем южном конце Суэцкий грабен ограничен разломом (сбросо-сдвигом?) северо-северо-восточного простирания, по которому мелководный (менее 100 м) залив резко отделяется от относительно более глубоководной (200—1000 м) западной части Красного моря. На своем северном конце в районе г. Суэц грабен испытывает поперечную ундуляцию и одновременно начинает расширяться, распадаясь на несколько узких веерообразно расходящихся грабенов и горстов, и далее к северу «рас-

плавается» в глубокой перикратонной впадине юго-восточной части Средиземного моря. Однако уже давно высказывалось предположение о северном продолжении глубоких разломов Красного моря — Суэцкого залива в пределы Эгейского моря и Вардарской зоны Балканского по-

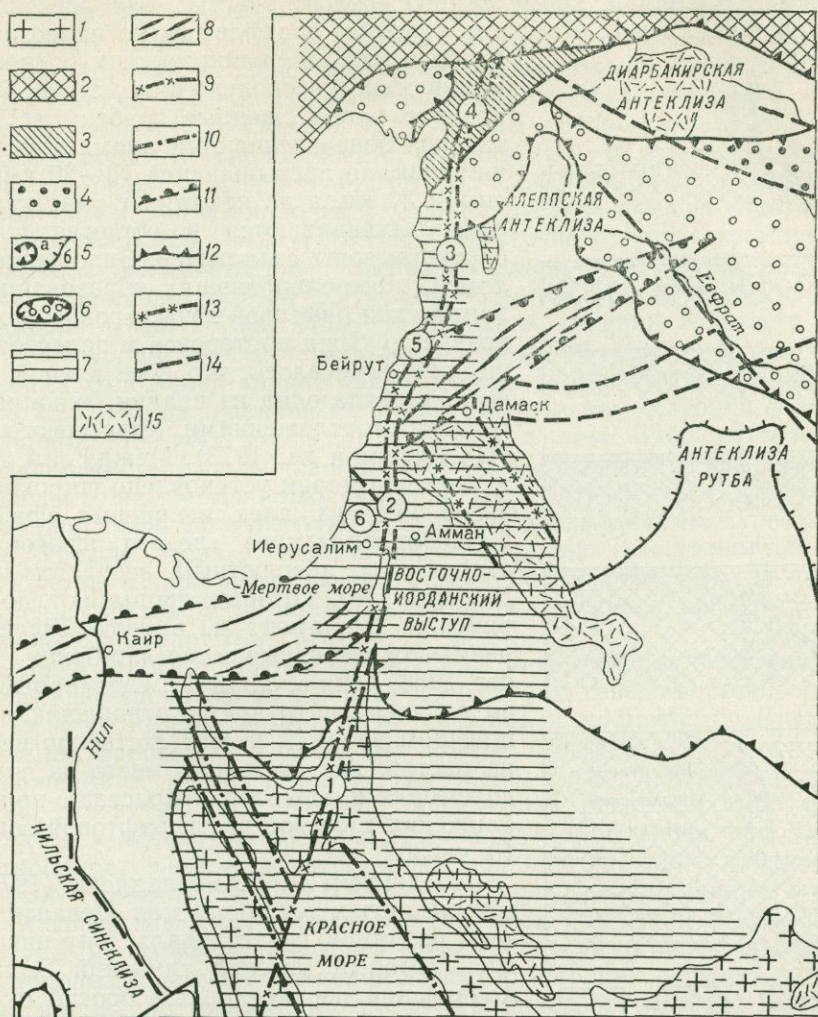


Рис. 23. Схема структурных элементов северного окончания Африкано-Аравийского рифтового пояса. Составил А. В. Развальяев (1971 г.)

1 — Аравийско-Нубийский щит; 2 — альпийская складчатая область Тавра; 3 — краевая часть Аравийской платформы, переработанная движениями альпийского тектонического цикла; 4 — Месопотамский краевой прогиб; 5 — антеклизы и синеклизы, околнуренные по подошве (а — верхнего мела, б — эоцена); 6 — неогеновые прогибы; 7 — Красноморско-Западно-Аравийская область пост-платформенной активизации; 8 — оси складок «Сирийской дуги»; 9 — разломы Западно-Аравийской рифтовой системы; 10 — краевые разломы впадин Красного моря и Суэцкого залива; 11 — краевые разломы «Сирийской дуги»; 12 — зона надвигов альпийской складчатой области; 13 — разломы, подводящие каналы лавовых излияний; 14 — прочие крупные разломы; 15 — базальтовые покровы неоген-четвертичного возраста. Цифры на карте: впадины: 1 — Акабская, 2 — Мертвого моря и долины р. Иордан, 3 — Рхаб, 4 — Амур и Карасу и поднятия: 5 — Ливана, 6 — Иудейский «свод» Западно-Аравийской рифтовой системы.

луострова (Е. С. Бончев, Д. Яранов и др.). Это предположение находит определенное подтверждение в особенностях строения геофизических полей Восточного Средиземноморья (Б. Д. Углов).

Левантинская зона разломов. Самое северное звено Африкано-Аравийского рифтового пояса — Левантинская зона разломов, которая может быть названа рифтовой зоной лишь с некоторой условностью, простирается в общем субмеридиональном направлении (северо-северо-

восток 10—15°) на 1000 км от северного окончания рифта Красного моря на юге до южного края Средиземноморского складчатого пояса у сирийско-турецкой границы на севере (рис. 23). Эта рифтовая зона выделяется своеобразными особенностями своего строения: 1) почти на всем протяжении, кроме самого южного участка, она рассекает не

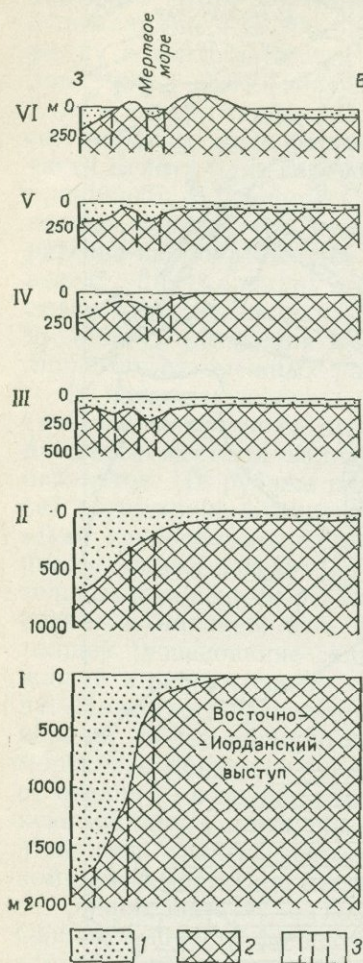


Рис. 24. Палеотектонические профили через Левантинскую зону разломов. По А. В. Разваляеву (1971 г.)

I — ранняя — средняя юра, II — ранний мел, III — поздний мел, IV — палеоцен — ранний эоцен, V — средний — поздний эоцен, VI — олигоцен. 1 — область осадконакопления; 2 — субстрат; 3 — зоны консолидационных разломов

выступы фундамента, а область с чехлом платформенных палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений мощностью в несколько километров; 2) четковидно расположенные грабены в Левантинской зоне отличаются аномально малой шириной, не превышающей 10—20 км, максимум 30 км, а на некоторых участках грабены выклиниваются и обрамляющие их бортовые зоны смыкаются. Заложение разломов, контролировавших образование Левантинской рифтовой зоны, произошло не позднее рубежа протерозоя и палеозоя. Выше уже отмечалось, что в ее южной части существовала одна из впадин, заполненных вендскими отложениями молассового типа (Поникаров и др., 1973). Между зал. Акаба и Мертвым морем установлено широкое развитие мощных даек кварцевых порфиров субмеридионального «левантинского» простирания, с абсолютным возрастом 530—570 млн. лет, которые прорывают докембрийский фундамент и, в свою очередь, с разрывом перекрываются кембрием (Bender, 1968; Lenz e. a., 1972). Суммарный объем дайковых интрузий по отношению к вмещающим породам и соответственно величина растяжения, имевшего место на границе докембрия и палеозоя, возрастают при приближении к осевой части рифтовой зоны от 10 до 30%.

По данным А. В. Разваляева (1971), в течение почти всего мезозоя Левантинская зона разломов представляла тектонический шов, который отделял глубокий Западно-Аравийский перикратонный прогиб от расположенного восточнее Восточно-Иорданского поднятия (рис. 24). Согласно Ф. Бендеру, близкая картина имела место уже в кембрии (Bender, 1968). С позднего мела в зоне этого шва обособилось несколько четковидно и кулисно расположенных узких прогибов, продолжавших развиваться на фоне общего, хотя и менее значительного погружения смежных зон северо-западной части Аравии в течение палеоцена и эоцена.

С олигоцена большая часть области вовлекается в воздымание, но в пределах Левантинской зоны разломов погружение в ряде узких впадин продолжается и даже усиливается и в течение неогена и антропогена распространяется все дальше к северу.

Самую южную часть Левантинской рифтовой зоны образует длинный (250 км) узкий субмеридиональный грабен зал. Акаба, ограниченный с запада и с востока высоко приподнятыми (до 1,5—2,5 км) Южно-Синайской и Западно-Аравийской глыбами докембрия. Залив Акаба,

в отличие от Суэцкого, глубоководен (до 1828 м), что свидетельствует о резкой недокомпенсированности интенсивных плиоцен-четвертичных погружений. Размах неоген-четвертичных вертикальных движений грабена Акаба и его бортов, несомненно, превышает 5 км. В плане грабен имеет линзовидную форму: в средней, наиболее глубоководной части он имеет ширину до 20—30 км, а на обоих концах сужается и выклинивается. На севере он кулисно подставляется несколько более коротким (200 км) и узким (15—20 км) грабеном долины Вади-эль-Джейб, Мертвого моря и низовий р. Иордан, а последний — тесно связанным с ним, еще более коротким (около 100 км) и узким (10—15 км) грабеном Тивериадского озера и верховий р. Иордан. Поверхность двух последних грабенов лежит значительно ниже уровня океана. Уровень проточного Тивериадского озера — минус 209 м, а бессточного Мертвого моря, отличающегося исключительно высокой соленостью (32,2%) — минус 398 м; глубины последнего достигают 350—400 (?) м, а абсолютные отметки дна — минус 750—800 м. В пределах впадины Мертвого моря накопились толщи неоген-четвертичных озерно-лагунных, в том числе соленосных отложений мощностью в несколько километров. Скважина глубиной 3672 м, заложенная на п-ове Лисан между северной и южной котловинами Мертвого моря, под озерными слоями Лисан, отвечающими позднеплейстоценовой пловинальной эпохе, вскрыла содомскую эвапоритовую толщу мощностью свыше 2 км, почти целиком состоящую из каменной соли. Ее залегание осложнено проявлениями соляной тектоники. Уровень озера в связи с климатическими изменениями подвергался в четвертичное время весьма резким колебаниям; так, за последние 23 тыс. лет он поднимался на 200 м и опускался на 300 м ниже современного (Шварцбах, 1973).

Севернее грабена Тивериадского озера Левантинская зона разломов изменяет свое направление с меридионального на северо-восточное (30°). На этом участке между краевыми сводовыми поднятиями Ливана и Антиливана расположена депрессия Бекаа, выполненная палеогеновыми отложениями, но она имеет не грабенообразную, а пологую синклиналичную структуру, осложненную продольным разломом типа сдвига (?). Далее к северу Левантинская зона разломов вновь приобретает долготное простираие, и здесь снова появляются узкие плиоцен-четвертичные грабены Эль-Габ (Рхаб) и Карасу, достигающие южного края Средиземноморского складчатого пояса (Казьмин и др., 1964). Структура Левантинской рифтовой зоны характеризуется наличием краевых сводовых поднятий, имеющих характер широких, нередко коробчатых антиклиналей, сложенных породами палеозоя, мезозоя (главным образом, мела) и низов палеогена и осложненных нормальными сбросами, обычно относительно небольшой амплитуды; лишь ступенчатые сбросы, ограничивающие глубокие осевые грабены (Мертвого моря и др.), достигают суммарной амплитуды в несколько километров (рис. 25). Поверхность краевых сводово-горстовых поднятий (Иудейского, Западно-Иорданского, Джебель-Ансария и др.), как правило, приподнята не выше 1—1,5 км (истинная амплитуда неоген-четвертичного воздымания, с учетом денудации, несомненно, больше), и лишь на среднем участке рифтовой зоны, в поднятиях Ливана и Антиливана (между которыми грабен отсутствует) высоты достигают 2,5—3 км. Относительная высота западного и восточного краевых поднятий в разных сечениях варьирует, но по своей форме в поперечном сечении асимметричное широкое восточное крыло рифтовой зоны, постепенно переходящее в плато Сирии и Иордании, повсеместно отличается от более узкого и более симметричного западного Ливанско-Палестинского крыла, переходящего к западу в глубокую впадину восточной части Средиземного моря. Осевые грабены, по крайней мере в северной части рифтовой зоны, сформировались на месте первоначально возникших синклиналичных структур, и не-

которые из них, например Эль-Габ, и ныне лишь осложняют коробчатую синклиналь. Формирование всех этих структур Левантинской зоны происходило в течение миоцена, плиоцена и антропогена и сопровождалось неоднократными проявлениями базальтового вулканизма. Узкие

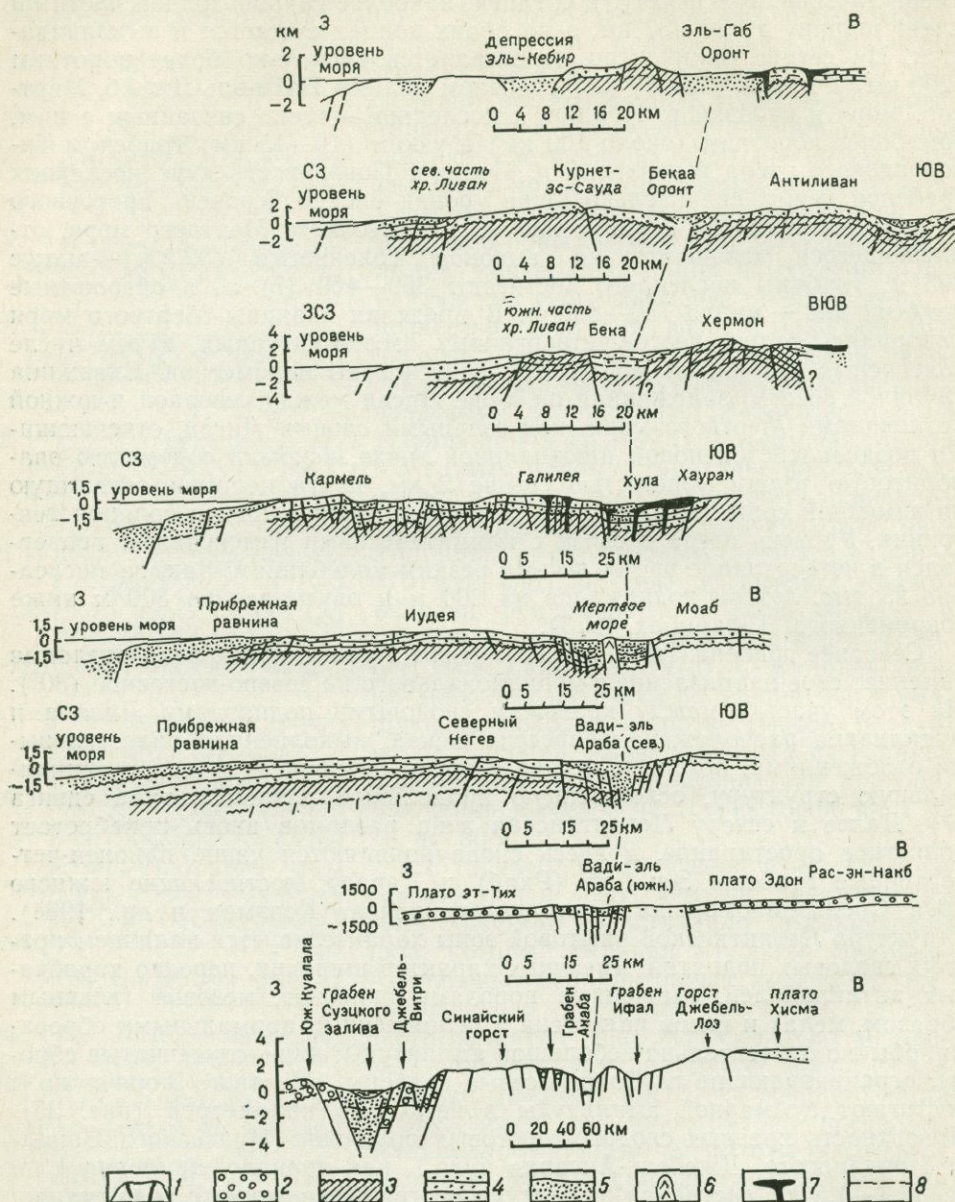


Рис. 25. Геологические разрезы системы грабенов Леванта. По Л. Пикару (1970 г.)
1 — докембрический фундамент; 2 — осадочный покров (от послеалгонка до палеогена включительно); 3 — юрский фундамент; 4 — осадочный покров (от мела до палеогена включительно); 5 — неогеновые и четвертичные базальты; 6 — основная структурная линия Леванта (Акаба — Оронт)

грабены Левантинской зоны располагаются прерывисто, приурочиваясь к тем участкам, где простирание главных продольных разломов рифтовой зоны близко к долготному, и сужаются и выклиниваются там, где последние отклоняются к северо-востоку. Для большинства грабенов характерно кулисное размещение. Как показал А. Кэннелл (Quennell,

1958), краевой разлом, ограничивающий с запада грабен Акаба, далее к северу обрамляет с востока грабен Мертвого моря и затем затухает, западный краевой разлом грабена Мертвого моря становится севернее восточным краевым разрывом Тивериадского грабена (рис. 26). Согласно идее А. Кэннелла, особенности расположения грабенов и ограничивающих их главных разломов позволяют трактовать их как систему кулисно расположенных левых сдвигов и сдвиго-раздвигов, вдоль которой произошло перемещение Аравийской глыбы к северо-северо-востоку относительно Синайско-Левантинского блока. Сходные взгляды были высказаны Л. де Ситтером (de Sitter, 1962), А. Вроманом (Vroman, 1961), Р. Фрейндом (Freund, 1965), а в советской литературе А. В. Лукьяновым (1963). В этой концепции левый сдвиг вдоль Левантинской зоны разломов рассматривается как явление, сопряженное с раздвигом в рифте Красного моря. Амплитуда сдвига оценивается А. Кэннеллом максимально в 107 км, исходя из допущения о первоначальном смыкании северо-восточных бортов грабенов Суэцкого залива и Красного моря. Первая фаза смещения (62 км) предположительно относится к юре и мелу, а вторая (45 км) — к началу плейстоцена.

Р. Фрейнд (Freund, 1965), принимая суммарную величину сдвига, начиная с позднего мела, в 60—80 км, считает, однако, что перемещения порядка 40—45 км в пределах рифта Мертвого моря происходили не только в плейстоцене, но и в плиоцене. Наличие левого сдвига в четвертичное время амплитудой около 600 м подтверждается анализом аэрофотоснимков, при этом смещение на 150 м произошло в течение последних 20 000 лет (Zak, Freund, 1966). Однако концепция сдвигов природы Левантинской зоны разломов разделяется далеко не всеми. Л. Дюбертре (Dubertret, 1967) считает, что если левый сдвиг в этой зоне имел место, то произошел не позднее конца юры, а современные структурные формы созданы подвижками по сбросам. Наконец, сдвиговый характер Левантинской зоны разломов совершенно отрицается некоторыми исследователями (Пикар, 1970; Разваляев, 1971 и др.), признающими ведущую роль в ее образовании деформаций поперечного растяжения*. Тем не менее, сдвиговая концепция пред-

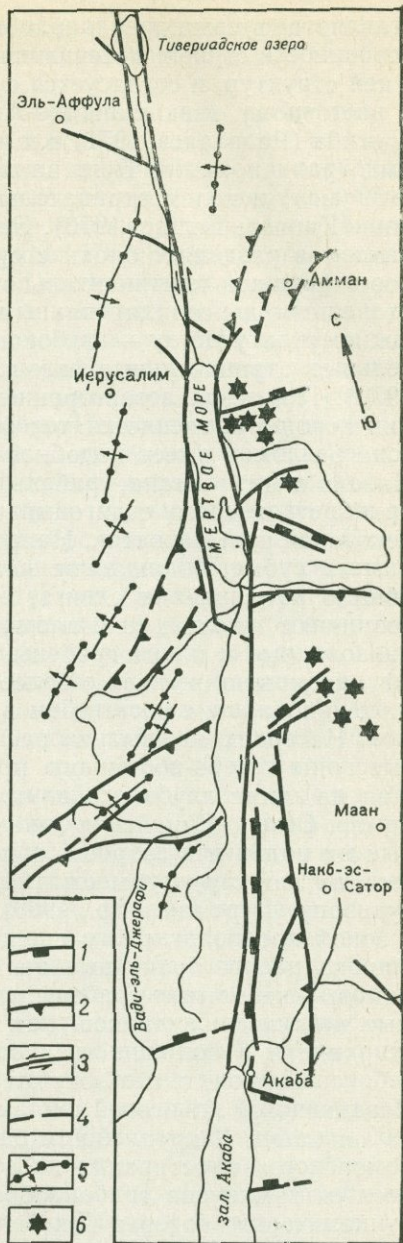


Рис. 26. Разломы в окрестностях Мертвого моря. По А. Кэннелу (1958 г.)

1 — сбросы; 2 — надвиги; 3 — сдвиги; 4 — скрытые разломы; 5 — оси крупных складок; 6 — вулканы

* Б. Виллис (1934) рассматривал грабен Мертвого моря, как и рифтовые долины Африки, в качестве структур сжатия (рамповая гипотеза).

ставляется весьма правдоподобной, так как естественно объясняет многие особенности строения Левантинской рифтовой зоны и ряда сопряженных с ней структур, и согласуется с такими ее чертами, как приуроченностью к восточному краю Западно-Аравийского мезозойского перикратонного прогиба (Развальяев, 1971) и к резкой границе между полем положительных гравияномалий Буге на западном крыле рифтовой зоны (от 0 до +50 мгл) и полем отрицательных аномалий (—10—50 мгл) на восточном (Кнопов, Белше, 1970). Это говорит о том, что Левантинская зона разломов разделяет блоки с существенно различным строением земной коры (мощной континентальной корой на востоке и корой с возможно утоненным консолидированным комплексом на западе). Лишь самому южному ее участку — глубокому грабену Акаба — свойственны значительные отрицательные аномалии Буге (до 100 мгл; Кнопов, Белше, 1970). Гипотезой левостороннего сдвига в юго-юго-западном направлении хорошо объясняется тот факт, что на участках, где Левантинская зона разломов имеет подобное простирание, например между хребтами Ливана и Антиливана, грабены сужаются и вырождаются, и деформация приобретает чисто сдвиговый или существенно сдвиговый характер, с некоторой ролью сжатия. Напротив, на участках, где зона разломов принимает субмеридиональное направление, отличающееся на 10—20° от общего направления сдвига, появляется раздвиговая составляющая и возникают «щели», т. е. аномально узкие для типичных рифтовых зон, линзовидные в плане грабены. Их возраст и глубина увеличиваются к югу, возможно, в связи с более ранним началом сдвиговых деформаций и их наибольшим масштабом в южной части Левантинской зоны разломов. На обоих ее крыльях располагаются позднекайнозойские складчатые зоны северо-восточного простирания — Пальмирская зона, возникшая на месте глубокого внутриплатформенного прогиба на восточном крыле, Северо-Синайская зона на западном крыле, а также параллельные им надвиги и взбросы, ориентировка которых позволяет рассматривать их как структуры сжатия, оперяющие разновозрастную им сдвиговую зону (Буртман и др., 1963). Также закономерно сочетаются в плане с зоной предполагаемого сдвига оперяющие ее структуры растяжения, широко распространенные на обоих флангах Левантинской зоны разломов, — небольшие грабены, сбросы и трещины растяжения, маркируемые цепочками вулканов; как правило, они имеют юго-восточное простирание и в большинстве своем располагаются в «тылу» складчато-взбросовых зон, т. е. к югу от Пальмирской зоны на восточном фланге Левантинской сдвиговой системы и к северу от Северо-Синайской зоны на западном. К крупнейшим оперяющим структурам растяжения «красноморского» простирания на восточном фланге Левантинской зоны относятся замкнутая грабенообразная впадина Вади-Сирхан и огромное вулканическое нагорье Джебель-эль-Друз с многочисленными цепочками плиоценовых и четвертичных вулканов, «сидящих» на трещинах юго-восточного простирания, а на западном фланге — грабен Йизреэль с приуроченными к нему центрами базальтовых извержений в северной части Израиля и системы сбросов к северу от него, в Галилее и к востоку, в Северо-Западной Иордании (Lenz, 1969). Проявления вулканизма, имевшие место в Северо-Западной Аравии в среднем и позднем миоцене, в позднем плиоцене (особенно мощные), в плейстоцене и голоцене (Развальяев, Поникаров, Козлов, 1967), представленные нормальными, субщелочными и щелочными базальтами, не обнаруживают приуроченности к собственно Левантинскому рифту, а связаны с зонами разломов и трещин преимущественно северо-западного простирания в пределах некоторых участков его западной краевой зоны, и, главным образом, весьма широкой (до 300—350 км) относительно приподнятой зоны, прилегающей к Левантинскому рифту с востока. На тех же участках, где поля неогеновых базальтов прилегают к последнему с обеих сторон

(южнее Тивериадского озера, между Хомсом и Триполи), они оказываются разорванными и относительно смещенными к югу на западном борту Левантинской зоны.

Все сказанное позволяет признать обоснованность представлений о том, что Левантинская зона разломов в основном является не структурой растяжения, а зоной левосдвиговых деформаций, на отдельных участках переходящих в раздвиг-сдвиговые, которая наследует древний структурный шов, разделяющий крупные блоки с разной глубинной структурой коры и геологической историей. На своем южном участке она ограничивает с северо-запада рифт Красного моря, с которым она составляет «динамическую пару» (сдвиг и раздвиг), и упирается в общий юго-западный борт Суэцкого и Красноморского рифтов, не смещая его. Несмотря на некоторое сходство с трансформирующими разломами рифтовых зон океанов, Левантинская зона разломов не может считаться их полным континентальным аналогом. Полная амплитуда левого сдвига вдоль Левантинской зоны разломов в ее южной части, очевидно, не может быть больше разности амплитуд растяжения на прилегающих участках Суэцкого и Красноморского рифтов и, тем более, расстояния между их северо-восточными бортами, измеренного вдоль края Синайского горста и грабена Акаба (т. е. приблизительно 100 км); скорее же она значительно меньше, поскольку истинная амплитуда растяжения в грабене Красного моря, несомненно, существенно уступает его ширине. В северной части Левантинской зоны, в особенности к северу от Пальмирских складок, амплитуда сдвига существенно снижается, как и в рифте Красного моря. В Левантинской зоне разломов можно предполагать несколько фаз горизонтальных движений: позднемеловую — палеогеновую, миоценовую (слабые движения) и плиоцен-четвертичную.

Многие исследователи высказывали мнение, что сдвиги в Левантинской зоне разломов и раздвиги в Красноморской и Аденской рифтовых зонах являются отражением общего процесса горизонтального смещения Аравийской платформы (или в терминах концепции «новой глобальной тектоники» — «литосферной плиты») в северо-северо-восточном направлении и ее поддвигания («субдукции») под Средиземноморский эпигеосинклинальный орогенический пояс. Поскольку амплитуда раздвига, а следовательно, и горизонтального смещения Аравийской платформы относительно Африканской к востоку увеличивается, предполагается, что Аравийская глыба испытывала в кайнозое некоторый поворот против часовой стрелки. Эта идея согласуется с длительными (с позднего мела до неогена включительно) деформациями сжатия, наблюдаемыми в прилегающих к Аравийской глыбе зонах Средиземноморского пояса (офиолитовых и более южных зонах Восточного Тавра и Загроса). Предположения о сопряженности растяжения и сдвигов в северной части Африкано-Аравийского рифтового пояса и сжатия в южной части Средиземноморского геосинклинально-орогенного пояса кажутся весьма правдоподобными, хотя истинный масштаб относительных горизонтальных перемещений Аравийской глыбы остается недостаточно ясным; скорее всего, он измеряется в ее западной части десятками километров, а в восточной — не превышает 100—150 км.

СООТНОШЕНИЯ АФРИКАНО-АРАВИЙСКОГО РИФТОВОГО ПОЯСА И СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Как видно из обзора строения Африкано-Аравийского рифтового пояса, отдельные его звенья существенно различаются по своей структуре, времени заложения и особенностям развития, роли вулканизма, степени «зрелости», масштабу, направлению относительных горизонтальных смещений блоков и пр. Вместе с тем, почти на всем протяжении пояса обнаруживаются такие общие черты, как тенденция к поднятию, непрерывно (за исключением Левантинского, а в мезозое также Эфиопского

участка) проявлявшаяся с конца протерозоя и усилившаяся в кайнозое, мощный кайнозойский (а на юге пояса и мезозойский) вулканизм и, наконец, явления грабенообразования, эпизодические и локальные в до-мезозойское время, широко распространенные в мезозое в южной части пояса и с особенной силой охватившие весь пояс в кайнозое. Кайнозойский рифтогенез протекал в условиях горизонтального растяжения. Суммарная амплитуда его в отдельных рифтовых зонах южной африканской части пояса составляет 5—10 км и до 10—20 км во всем его поперечном сечении, увеличивается до многих десятков и даже более сотни километров в межконтинентальных рифтовых зонах Красного моря и Аденского залива и вновь снижается до нескольких километров на самом северном левантинском участке. Однако горизонтальное расширение рифтового пояса в поперечном к его основному простираению широтном направлении в пределах Красноморского и Аденского рифтов, по-видимому, также не превышает первых десятков километров (поскольку относительные горизонтальные перемещения континентальных глыб происходили в этих рифтах в северо-северо-восточном направлении). Таким образом, при движении вдоль рифтового пояса к северу амплитуда горизонтального растяжения, поперечного к его простираению, сперва несколько увеличивается, достигая максимума в районе Афарского треугольника, а затем начинает уменьшаться до ничтожной величины у южного края Средиземноморского орогенного пояса. Зато в северной части Африкано-Аравийского рифтового пояса происходило значительное относительное смещение всей Аравийской глыбы к северо-северо-востоку, приведшее к ее пододвиганию (?) под южные краевые зоны Средиземноморского пояса и в определенной мере обусловившее их сжатие.

Хотя Африкано-Аравийский рифтовый пояс заканчивается у южного края Средиземноморского пояса, его северным продолжением может считаться зона главного Транскавказского поперечного поднятия, пересекающая этот пояс в средней части его Кавказского сегмента, между поднятой западной частью Аравийской платформы и Центральным Предкавказьем (Милановский, 1972; Милановский, Короновский, 1973). В ее пределах все продольные тектонические зоны Предкавказья, Большого и Малого Кавказа и Закавказской депрессии испытывают резкое воздымание; многие отрицательные продольные зоны суживаются, вырождаются или осложняются седловинами, а положительные расширяются и воздымаются. В этой полосе сосредоточены почти все древние консолидированные массивы Кавказского сегмента — Северокавказский краевой, Грузинский срединный и несколько внутренних (кристаллическое ядро Большого Кавказа, Артвино-Болнисский, Карс-Арагацкий, Араратский, Северо-Ванский), а также Минераловодская перемычка в зоне Предкавказских краевых прогибов и Ставропольский свод на Скифской плите. Тенденция к относительноному воздыманию в полосе Транскавказского поднятия проявлялась на протяжении весьма длительного времени, начиная с палеозоя, последовательно усиливаясь в орогенном этапе альпийского цикла (с олигоцена) и особенно в позднеорогенной стадии (с конца миоцена), когда она предопределила долготное положение главного водораздела Кавказа. Транскавказское поперечное поднятие находит свое продолжение на древней Европейской платформе в виде системы тектонических нарушений Ергеней и Среднего Поволжья, что позволило Н. С. Шатскому (1948) выдвинуть идею о существовании длительно развивающейся долготной тектонической зоны огромной протяженности и очень глубокого заложения, пересекающей платформу и смежную с ней складчатую область.

Территория Кавказского сегмента явилась ареной очень мощных проявлений позднеорогенного (поздний миоцен — антропоген) наземного вулканизма, его продукты (свыше 40 000 км³) составляют несколько более половины общего объема позднеорогенных вулканитов Средизем-

номорского пояса. Почти все они приурочены к полосе Транскавказского поперечного поднятия (см. рис. 3). В отличие от других, в Кавказском сегменте новейший вулканизм затронул все его продольные тектонические зоны — складчатые сооружения Армянского Тавра, Малого и Большого Кавказа (преимущественно их внутреннее и краевые массивы), и в меньшей мере — срединные массивы и зоны краевых прогибов, образовав почти непрерывный вулканический ареал, пересекающий Средиземноморский пояс. Многие районы новейшего вулканизма связаны с крупными глубокими зонами крутых сбросов и трещин растяжения поперечных (долготного, северо-восточного) направлений (Эльбрусская, Чегемская, Казбек-Цхинвальская, Абул-Самсарская, Гегамская, Немрут-Арапатская зоны).

Необычная для Средиземноморского пояса приуроченность позднекайнозойского вулканизма к поперечной полосе, пересекающей весь Кавказский сегмент, а внутри нее — главным образом к мегантиклинориям, в которых в других сегментах молодые вулканы почти совершенно отсутствуют, и тяготение центров извержений к глубоким поперечным сбросам и трещинам растяжения, позволяют предполагать, что зона Транскавказского поперечного поднятия испытывала в позднеорогенной стадии не только воздымание, но и весьма слабое поперечное к ее простираению горизонтальное растяжение в субширотном направлении, создававшее благоприятную тектоническую обстановку для развития вулканического процесса. Транскавказский позднеорогенный вулканизм приурочен к зонам высокого теплового потока и крупных гравитационных минимумов в редукции Буге, очевидно, отражающих утолщение и разуплотнение разогретого материала коры, еще заключающей отдельные внутрикоровые магматические очаги. Однако в поле региональных изостатических аномалий, «очищенных» от влияния распределения масс в коре, вулканической зоне Транскавказского поперечного поднятия в целом отвечает крупный и обширный максимум (Артемьев, 1971), связанный с влиянием подкоровых масс.

Таким образом, зона Транскавказского поперечного поднятия, пересекающая Средиземноморский геосинклинально-орогенный пояс, и лежащий на ее южном продолжении Африкано-Аравийский рифтовый пояс, обладающий сходными чертами в развитии тектонических движений и магматизма — длительными (с палеозоя) тенденциями к поднятию, усилившимися в неогене — антропогене, сопровождающимся их растяжением в широтном направлении, постепенно ослабляющимся к северу, и почти повсеместными проявлениями кайнозойского магматизма, преимущественно в форме наземных извержений, особенно мощных в неогене и антропогене. Такое сходство длительно проявляющихся тектонических тенденций при общности пространственного положения не может быть случайным и, очевидно, связано с тем, что одновременно с широтным Средиземноморским геосинклинальным поясом — зоной преобладающего погружения и периодических проявлений горизонтального сжатия — с конца докембрия существовала и развивалась поперечная к нему меридиональная зона, пересекающая Восточную Африку, Западную Аравию, Кавказ и Предкавказье, которой была свойственна устойчивая тенденция к поднятию. Последняя в неогене — антропогене особенно усилилась и сопровождалась более или менее существенным горизонтальным растяжением в широтном направлении и вулканизмом. Зона Транскавказского поперечного поднятия может, таким образом, рассматриваться как участок пересечения Средиземноморского и северной части Африкано-Аравийского тектоно-магматических поясов, в пределах которого имела место интерференция вертикальных и горизонтальных движений, свойственных каждому из них. Близкие, хотя и не идентичные явления взаимопересечения разнородных тектоно-магматических поясов имеют место также в пределах Западного Средиземноморья.

РЕЙНСКО-ЛИВИЙСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

В 1,5—2,5 тыс. км западнее Африкано-Аравийского рифтового пояса более чем на 3,5 тыс. км с севера на юг простирается Рейнско-Ливийский рифтовый пояс (см. рис. 4). Как единая тектоническая зона этот пояс был выделен несколько лет назад Х. Иллиэсом (Illies, 1969, 1970), хотя отдельные тектонические элементы его были давно известны и хорошо изучены. Рейнско-Ливийский рифтовый пояс отличается от Африкано-Аравийского более спорадическими, нередко зачаточными проявлениями рифтогенеза. В его пределах мы встречаем ряд сравнительно коротких, в большинстве своем непосредственно не смыкающихся друг с другом, кулисно или четковидно расположенных кайнозойских (преимущественно позднекайнозойских) грабенов юго-юго-западного, долготного и юго-восточного простирания, развитие которых нередко сопровождалось вулканическими извержениями, а также ряд пространственно сопряженных с этими грабенами участков, где мощная вулканическая активность не была связана с существенными проявлениями рифтогенеза. В отличие от Африкано-Аравийского рифтового пояса, лишь южная часть Рейнско-Ливийского пояса лежит в пределах Африканской платформы (Сахарской плиты), тогда как северная его часть наложена на эпипалеозойскую платформу Западной Европы, а средняя пересекает Средиземноморский эпигеосинклинальный орогенический пояс. Это явление взаимопересечения двух разновозрастных, но разнотипных тектонических поясов имеет важное значение для выяснения соотношений геосинклинального и рифтового процессов. На северном и южном продолжениях Рейнско-Ливийского рифтового пояса широко развиты проявления более древнего — палеозойского и мезозойского рифтогенеза. С этими участками общая длина пояса — от грабена Осло и Северного моря до низовий р. Нигер — достигает 7 тыс. км.

Несмотря на резкую тектоническую гетерогенность основания Рейнско-Ливийского рифтового пояса в целом, как показал В. Е. Хаин (1969), он приурочен к системе субмеридиональных позднепротерозойских структур, названной им. Норгидо-Нигерийским подвижным поясом. По представлениям В. Е. Хаина, этот пояс в раннем — среднем рифее простирался от Гвинейского залива через Сахару и Западную Европу до западной части нынешнего Балтийского щита, «замкнулся» в течение дальсландской тектоно-магматической эпохи (1—1,2 млрд. лет назад) и был «перерублен» заложившимся вскоре после этого широтным геосинклинальным поясом Тетиса. Однако в дальнейшем отдельные участки Норгидо-Нигерийского пояса как в Северной Африке, так и в Западной Европе испытывали неоднократную тектоно-магматическую активизацию.

В Рейнско-Ливийском рифтовом поясе можно выделить семь основных сегментов: 1) Рейнский, 2) Североморский и 3) Ронский лежат в пределах Западно-Европейской эпигерцинской платформы, Североморской перикратонной впадины и Балтийского щита, 4) Сардинский и 5) Сицилийско-Тунисский — пересекают Средиземноморский орогенический пояс и 6) Ливийский и 7) Чад-Камерунский — наложены на древнюю Африканскую платформу. Пять внутренних сегментов характеризуются проявлениями кайнозойского рифтогенеза и сопутствующего ему

магматизма, а в северном и южном сегментах, наряду с отдельными кайнозойскими впадинами, важную роль играют проявления палеозойского (грабен Осло) и позднемезозойского рифтогенеза (Нигерская система грабенов).

РЕЙНСКИЙ СЕГМЕНТ

Рейнская система грабенов на территории ФРГ и прилегающих районах Франции и Голландии представляет наиболее детально и всесторонне изученную область рифтообразования в пределах континентов. Геологическое исследование системы проводилось на протяжении 150 лет и сопровождалось бурением огромного числа скважин, а в последние десятилетия — проведением различных геофизических исследований. Итоги комплексного геолого-геофизического изучения Верхнерейнского грабена и других структур Рейнской системы грабенов наиболее полно отражены в трех сборниках, опубликованных в ФРГ («The Rhinegraben progress report», 1967; «Grabenproblems», 1970; «Approaches to taphrogenesis», 1974), а также в ряде обобщающих работ Х. Иллиэса (Illies, 1972, 1974 и др.); на этих материалах, главным образом, основана приводимая ниже характеристика Рейнской системы грабенов. Эта система состоит из трех радиально расположенных рифтовых зон: Верхнерейнской, главную роль в которой играет одноименный глубокий (до 3—4 км) и протяженный (до 350 км) грабен, вытянутый в северо-восточном направлении, и отделенных от его северного конца перемычками двух менее протяженных и глубоких рифтовых зон — Гессенской и Нижнерейнской, обладающих северо-северо-восточным и северо-западным простиранием (см. рис. 30). Общая длина всей системы — до 600 км.

Верхнерейнский грабен вытянут вдоль долины р. Рейн от Юрских гор на юге до Рейнских Сланцевых гор на север (рис. 27). В южной половине он ограничен поднятиями Вогез и Шварцвальда, представляющими выступы байкальского метаморфического фундамента (по-видимому, фрагменты эпибайкальского срединного массива в пределах герцинской складчатой области Западной Европы), подвергшегося в палеозое тектоно-магматической переработке. Аналогичный, но менее крупный Оденвальдский выступ обрамляет с востока северную часть грабена, а с запада ее ограничивает Саарская зона, сложенная позднегерцинскими (средний карбон — ранняя пермь) орогенными образованиями. На севере грабен «упирается» в юго-восточный борт поднятия Рейнских Сланцевых гор, сложенного смятыми в линейные складки северо-восточного простирания мощными девонскими отложениями. Тем же «рудногорским» простиранием обладают и другие складчатые структуры герцинид этой области (Гарц, Тюрингия, Рудные горы, Саарская мульда), а также метаморфические толщи в выступах байкальского основания. Эти структуры в Оденвальде, Шварцвальде и Вогезах пересекаются зонами бластомилонитов, гранитными дайками и зонами левосдвиговых деформаций, которые простираются в северо-северо-восточном, «рейнском» направлении*. Возраст этих структур — позднегерцинский, поскольку они секут каменноугольные граниты и перекрываются ненарушенными пермскими отложениями (Бедерке, 1970; Illies, 1972). М. Руланд (Ruhland, 1974) оценивает амплитуду позднегерцинских горизонтальных смещений по некоторым левым сдвигам Вогез в 8—9 км, а общую величину левостороннего смещения массива Вогез относительно Шварцвальда, подтверждаемую также анализом рисунка линейных магнитных аномалий, — в 15—18 км. Таким образом, глубокая зона разрывных нарушений, унаследованная в кайнозое Верхнерейнским грабе-

* Аналогичные допермские сдвиговые смещения установлены в грабене Осло.

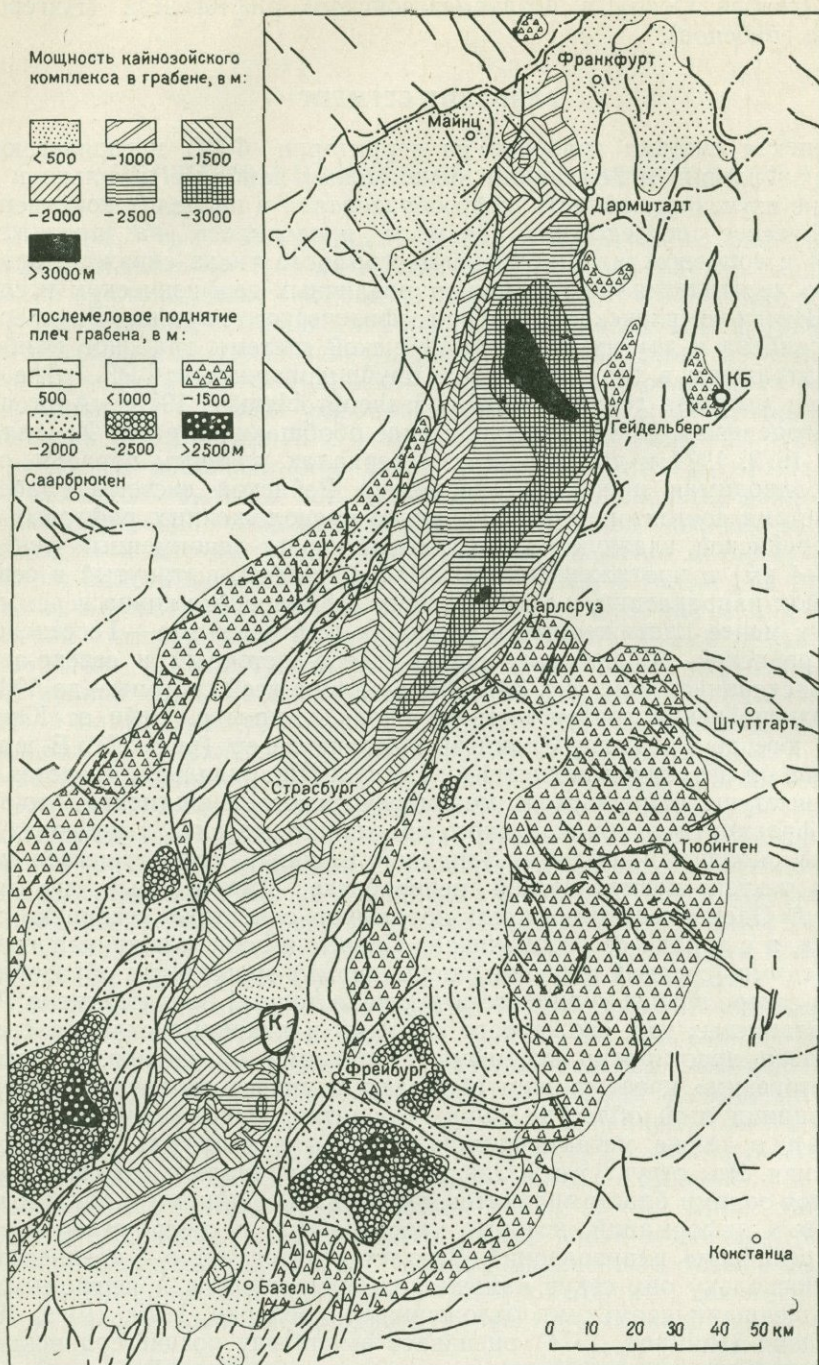


Рис. 27. Карта мощностей кайнозойских отложений, выполняющих Верхнерейнский грабен, и амплитуд послемеловых поднятий его плеч. По Х. Иллиэсу (1974 г.)

Вулканические массивы: Кайзерштуль (К), Катценбукель (КБ)

ном, существовала и проявляла активность уже в позднем палеозое. Однако некоторые исследователи считают ее еще более древней, догерцинской. Так, Г. Рихтер-Бернбург (Richter-Bernburg, 1974) показал, что, несмотря на единство простираний герцинских складчатых структур по обе стороны Верхнерейнского и Гессенского грабенов, господствующая ориентировка рассекающих герцинское основание крутых разломов и трещин резко различна: к западу от этой зоны грабенов — в Рейнских Сланцевых горах, Сааре и Вогезах — резко доминируют разрывы юго-восточного (140°), «франконского» простираения, а к востоку от нее — в Гарце, Тюрингенском Лесу, Богемском Лесу и Шварцвальде — распространены разломы восток-юго-восточного ($110-120^\circ$) «герцинского» и в меньшей мере — юго-юго-восточного ($160-175^\circ$), «эггского» простираения. Такую же ориентировку имеют и разрывы в эпигерцинском мезозойском чехле соответственно к западу и к востоку от зоны грабенов. К западу от нее ширина неметаморфической Рено-Герцинской зоны герцинид увеличивается на 100 км, а ее южная граница относительно смещается на 70 км к югу. Все эти факты, по мнению Г. Рихтера-Бернбурга, говорят о том, что Рейнский глубинный линеамент северо-северо-восточного простираения уже существовал к началу палеозоя, разделяя два крупнейших блока земной коры, с торцовыми взаимоотношениями глубинных структур, и неоднократно активизировался в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В палеозое в этой зоне преобладали левосдвиговые смещения общей амплитудой во многие десятки километров, а в последующее время — вертикальные перемещения. На допермском складчатом фундаменте несогласно залегают нижнепермские молассовые и вулканогенные образования (ротлигенд) изменчивой мощности (0—3 км), первоначально покрывавшие всю площадь Верхнерейнского грабена и его обрамления, кроме наиболее приподнятых участков Вогез, Шварцвальда и Оденвальда. Верхнепермские отложения (цехштейн) были распространены в северной части Верхнерейнского грабена и восточнее, а также в Гессенском грабене, причем в это время впервые отчетливо выявилось наличие приподнятого западного борта обеих этих депрессий. Выше залегают чехол континентально-лагунных и морских отложений нижнего (0,1—0,7 км), среднего (0,1—0,25 км) и верхнего триаса (0,1—0,4 км), нижней (0,1—0,2 км), средней и низов верхней юры (до 0,2 км). Суммарные мощности отложений триаса и юры в области Верхнерейнского грабена и его обрамления местами достигали 1—1,5 км (Boigk, Schöneich, 1974) и максимальная мощность в грабене — 1475 м. Мезозойские отложения в своем распространении и рисунке изопакит почти не обнаруживают связи с будущим грабеном; оси триасовых и юрских прогибов и поднятий вытянуты в северо-восточном направлении, под углом около 30° к простираению его бортов. Лишь в самую южную его часть между погребенными сводами Вогез и Шварцвальда в триаса проникает северное центриклинальное окончание так называемого Бургундского прогиба (Boigk, Schöneich, 1974). Но Верхнерейнский грабен как таковой в мезозое не существовал.

В течение мела и первой половины палеогена южная половина территории ФРГ была приподнята и подвергалась денудации, продолжавшейся в зонах обрамления Верхнерейнского грабена до современности и приведшей местами к полному уничтожению мезозойских и пермских отложений. Согласно результатам определений абсолютного возраста вулканических пород (Lippolt e. o., 1974), к позднему мелу — палеогену относится начало магматической активности в пределах «плеч» будущего грабена, а может быть, и его самого, которая достигает максимальной интенсивности в эоцене (52—38 млн. лет). Она проявилась в формировании множества некков и даек преимущественно оливин-нефелинитового и в меньшей мере — базанитового состава, приуроченных, главным образом, к северному (Оденвальд, Таунус, Майнц-

кая ступень) и отчасти к южному участку зарождавшейся Верхнерейнской рифтовой зоны (Вогезы, Шварцвальд). Первые извержения произошли 53—70 млн. лет назад (Lippolt и о., 1974). В конце мела — палеоцене (абс. возраст 66—53 млн. лет) возник массив Катценбукель у восточного подножья Оденвальда — столбообразное тело километрового диаметра, сложенное санидиновыми нефелинитами и натровыми шонкинитами (Wimmenauer, 1967), по-видимому, представляющее жерловину центрального вулкана. Многочисленные мелкие проявления щелочно-ультраосновного магматизма, относящиеся к предрифтовой эпохе, очевидно, указывают на то, что уже в позднем мелу — начале палеогена на месте будущей рифтовой зоны наметилась эмбриональная область поднятия и формирования подкоровых очагов. Опускание в осевой части этого поднятия начинается в эоцене, одновременно с усилением вулканической активности. К раннему (?) — среднему эоцену относится накопление маломощных (от 0 до нескольких десятков метров) озерно-болотных осадков (мергели, известняки, лигниты), вскрытых бурением в ряде мест Верхнерейнского грабена, в том числе и у самых его бортов (Doebi, 1967; Illies, 1972). В позднем эоцене погружение, сопровождаемое сбросовыми подвижками, становится более интенсивным, охватывая южную и среднюю части грабена, где накапливается толща преимущественно солоноватоводных отложений — песчанистых и глинистых мергелей с *Lytnaea*, содержащая прослои эвапоритов — гипсов и каменной соли. В грабене обособились две глубокие ванны — на крайнем юге, близ Мюлуза, и в средней части, между Страсбургом и Карлсруэ, где мощность верхнего эоцена достигает 0,5—0,9 км, тогда как на промежуточном относительно приподнятом участке (между Страсбургом и Кольмаром) она не превышает 0,2—0,3 км. Присутствие каймы конгломератов вдоль бортов грабена свидетельствует о конседиментационном поднятии массивов Вогез и Шварцвальда, с которых смывался чехол мезозойских отложений. Водный бассейн проникал в пределы грабена с юга, со стороны современных Юрских гор и Предальпийского прогиба. В северной части грабена осадконакопление не происходило.

В раннем олигоцене погружение распространилось и на северную часть грабена (0,1—0,4 км осадков), но наиболее интенсивным оно оставалось в его средней (до 0,5—0,9 км) и, особенно, самой южной части (до 1—1,6 км), по-прежнему разделявшихся относительно приподнятым участком между Кольмаром и Страсбургом, где мощности не превышают 0,5 км. Нижнеолигоценовые, так называемые пешельброннские слои, представленные мергелями, песчаниками и эвапоритами, в частности, калийными солями, накапливались в аридных условиях, в лагунном водоеме, характеризовавшемся частыми и резкими изменениями фаций и мощностей, обусловленными сингенетичными подвижками по краевым и внутренним сбросам, рассекающим днище грабена. Происхождение эвапоритов и, в частности, источник калийных солей (общая мощность слоев которых достигает 2,5 м) в нижнеолигоценовых отложениях представляют интересную, но пока еще окончательно не разрешенную проблему (Nielssen, 1967).

Зоны наибольших мощностей раннего олигоцена в общем тяготеют к прибортовым участкам грабена, а его приосевая зона была относительно приподнята. В позднем эоцене и раннем олигоцене, судя по распределению грубообломочных фаций и составу галек, происходило поднятие массивов Вогез и Шварцвальда, обрамлявших южную часть Рейнского грабена. Амплитуда воздымания достигала здесь 0,5 км, а на небольших участках — возможно, даже 1 км (Illies, 1967), однако она почти вдвое уступала максимальным амплитудам опускания прилегающих участков грабена за то же время (до 1,2—1,8 км). В среднем и позднем олигоцене погружение было менее дифференцированным. В средней и южной частях грабена оно достигало 0,5—1 км, а в север-

ной не превышало 0,5—0,7 км. В это время частично в морских, частично в солоноватоводных и пресноводных условиях накапливались глинистые и песчаные мергели. Краевая оторочка из конгломератовых фаций переместилась к северу, что свидетельствует об усилении поднятий массивов, обрамляющих северную часть Верхнерейнского грабена. Бассейн, возникший в начале олигоцена в Гессенской впадине, соединился в среднем олигоцене с Верхнерейнским, и на короткое время образовался единый узкий субмеридиональный пролив, связавший Предальпийский бассейн с бассейном Северного моря.

В начале миоцена (в аквитанском веке) область погружения переместилась в северную половину Верхнерейнского грабена, где накопилось до 1—1,6 км известняков и мергелей с прослоями песков, битуминозных и эвапоритовых осадков; они отлагались в лагуне, то опреснявшейся, то, напротив, засоленной, в которую дважды проникали морские воды (Illies, 1972). Гессенский бассейн в раннем миоцене отмирает, и связь Верхнерейнского водоема с бассейном Северного моря прекращается. Южная часть грабена в начале миоцена осушается и вовлекается в поднятие, которое постепенно распространяется на всю его площадь. В северной части грабена выше лагунных нижнемиоценовых отложений накапливались маломощные (до 0,1—0,2 км) озерные миоценовые осадки — песчанистые мергели и известняки, а его средняя и южная части в миоцене подвергались эрозии и, по-видимому, уже вмещали долину палео-Рейна. Прекращение погружений и усиление поднятий, имевшее место в Верхнерейнской рифтовой зоне в течение миоцена, сопровождалось новой активизацией магматической деятельности, причем она была приурочена к участкам, имевшим тенденцию к воздыманию. В среднем миоцене (16—18 млн. лет) в южной части грабена возникает крупный щелочной вулканический массив Кайзерштуль (Вимменауэр, 1969). Он приурочен к поперечному участку грабена, который испытывал относительное поднятие в течение позднего эоцена — раннего олигоцена и абсолютное — с начала миоцена, и к продольному разлому, отделяющему промежуточную ступень на восточном борту грабена от его внутренней, относительно опущенной части. Но и в последней вблизи массива Кайзерштуль подошва кайнозой опущена лишь на 0,5—1,2 км, т. е. в несколько раз меньше, чем на других участках грабена.

Стратовулкан центрального типа Кайзерштуль имеет диаметр 12—16 км при высоте всего до 557 м (вершина Тотенконф), что связано с его последующей глубокой денудацией. В основном вулкан сложен несколькими генерациями тефритовых лав с лейцитом и их туфов, перекрытых потоками оливинсодержащих тефритов, фонолитов, оливиновых нефелинитов и лимбургитов, а также горизонтами их пирокластолитов. Одновременно формировался сложный комплекс субвулканических пород, слагающих неск. диаметром до 4 км, а также многочисленные дайки, пересекающие вулканическую постройку. В его состав входят интрузивные фонолиты, фойаиты, мончикиты и другие щелочные породы, а также интрузивные карбонатиты, образующие сложной формы тело площадью около 1 км² в центральной части некка и карбонатитовые дайки (Вимменауэр, 1969). Вблизи Кайзерштуля имеется ряд мелких выходов вулканических пород, частично, вероятно, миоценового возраста. В пределах промежуточной ступени на восточном борту грабена известен ряд эксплозивных трубок, сложенных брекчий щелочных вулканических пород (оливиновых нефелинитов, мелилититов, анкаратритов), а в прилегающих к грабену приподнятых участках Вогез и Шварцвальда — множество мелких субвулканических тел оливиновых нефелинитов (частью более древних). На восточной периферии южной части рифтовой зоны, к востоку от Шварцвальда расположено два вулканических района. В районе Хегау в позднем миоцене — начале плиоцена (14—12—7 млн. лет) имели место неоднократные эксплозивные и эф-

фузивные извержения лав и туфов фонолитов, мелилититов и других щелочных продуктов из многочисленных мелких эруптивных центров. В районе Ураха (или «Швабского вулкана») в течение раннего и среднего миоцена (с аквитана до гелльвета и, может быть, тортона) на площади диаметром 40 км происходили ареальные извержения щелочной оливин-базальтовой магмы из множества (до 335) жерловин, давшие накопления туфов и туфобрекчий, а также субвулканические тела мелилититов. Все эти районы миоценовых извержений входят в состав Южно-Рейнской вулканической области.

В средней части Верхнерейнской рифтовой зоны миоценовые вулканические проявления отсутствуют, но в области ее северного окончания — так называемой Северо-Рейнской вулканической области — пользуются широким распространением и во много раз превосходят вулканизм Южно-Рейнской области. Районы неогеновых извержений в Северо-Рейнской области приурочены к относительно приподнятой субширотной полосе, поперечной по отношению к Верхнерейскому грабену и отделяющей его от Гессенского и Нижнерейнского грабенов. Двигаясь с востока на запад, мы встречаем в этой полосе ряд вулканических районов, время извержений в которых в общем омолаживается от раннего миоцена до плиоцена, плейстоцена и даже голоцена. Наиболее обширен (около 8000 км²) район Фогельсберг — округлое, щитовидное сложное вулканическое сооружение, состоящее из ряда как бы сросшихся мелких центров извержений, изливавших, главным образом, потоки толеитовых базальтов, а также щелочных оливиновых базальтов и фонолитов. Эти типы пород чередуются в разрезе вулканического щита (общая толщина которого достигает нескольких сотен метров) и сложно сочетаются на его площади. Вулканический щит Фогельсберг находится на перевычке (седловине) между Верхнерейнским и Гессенским грабенами. Извержения начались здесь после разрыва связей между ними — в раннем миоцене (фонолиты с возрастом 19 млн. лет) и достигли максимальной интенсивности в среднем — позднем миоцене (13—16 млн. лет), когда излилась основная масса базальтов. Общий объем вулканитов Фогельсберга достигал нескольких тысяч кубических километров.

С востока, севера и запада Фогельсбергский щит окружен менее обширными районами существенно базальтовых миоценовых извержений — Рёнским, Гессенским и Вестервальдским (возраст вулканитов — от 25 до 18 млн. лет; Teichmüller, 1974). Возможно, все они связаны с общим глубинным магматическим очагом и приурочены к единому слабо выраженному вздуютию коры, от которого радиально расходятся три главных грабена Рейнской рифтовой системы. Западнее располагаются три района менее значительных неогеновых и четвертичных извержений (Зибенгебирге, Нейвид-Лаахер, Эйфель), отличающиеся более щелочным составом вулканических продуктов (нефелиновые и лейцитовые базальты, тефриты, трахиты, фонолиты и их туфы), а также широким развитием эксплозивных извержений.

После продолжительной паузы, в плиоцене в северной и средней части Верхнерейнского грабена возобновилось дифференцированное погружение и накопление озерных и, главным образом, аллювиальных отложений — галечников, гравия, песков и глин, а в плейстоцене — также лёссов, которое в антропогене распространилось и на самую нижнюю часть грабена. Суммарная мощность плиоценовых осадков, среди которых по палинологическим данным выделяются нижний плиоцен (понт) и верхний плиоцен, колеблется от 0,1—0,2 км в средней до 0,5—0,6 км в северной части грабена. Мощность четвертичных осадков на большей части площади грабена не превышает нескольких десятков — сотен метров, но в двух глубоких ваннах — западнее Кайзерштуля на юге и в районе Мангейма — Гейдельберга на севере возрастает соответственно до 200—250 и 200—350 м (Bartz, 1974). За исключением крайнего юга

грабена зона максимальных мощностей плиоцена — антропогена вплотную прижата к его восточному борту, где они достигают (у г. Гейдельберг) 1 км (Doebel, 1967). Самый северо-западный участок Верхнерейнского грабена, Майнцкий бассейн, вовлекавшийся в опускание в олигоцене — миоцене, не был захвачен плиоцен-четвертичными погружениями и превратился в широкую промежуточную ступень. За исключением ее и нескольких более узких линзовидных в плане промежуточных блоков вся внутренняя часть Верхнерейнского грабена представляет широкую (20—40 км) современную аллювиальную равнину. Повторными нивелировками установлено, что районы наиболее интенсивных четвертичных опусканий в северной части грабена в течение последних десятилетий испытывали дифференцированные опускания со скоростями до 0,5—0,7 мм в год (Kuntz и. а., 1970).

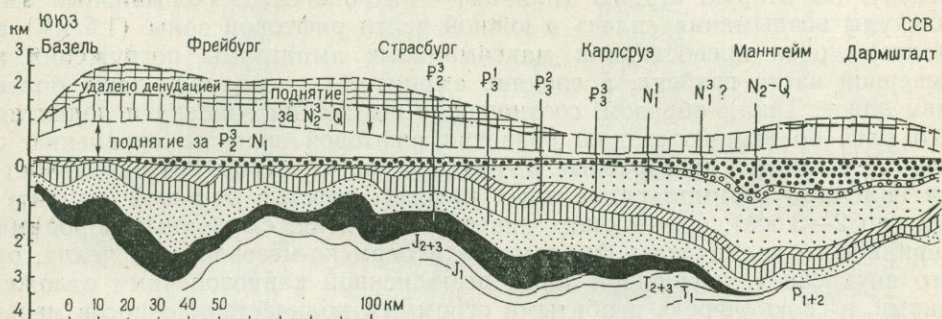


Рис. 28. Максимальные мощности кайнозойских отложений вдоль оси Верхнерейнского грабена. По Х. Иллису (1974 г.) с добавлениями автора. Внизу показаны отложения, подстилающие рифтогенный кайнозойский комплекс, вверху — приблизительные амплитуды воздымания «плеч» грабена в позднем эсцене—миоцене и позднем плиоцене—антропогене, а также удаленные с них денудацией отложения

Одновременно с активизацией погружения в Верхнерейнском грабене, в позднелиоценовое и четвертичное время резко усилилось воздымание его «плеч», причем особенно значительным поднятиям (местами более 1 км) подверглись их пенепленизированные в неогене участки, прилегающие к сравнительно слабо погружавшейся южной части грабена, — массивы Vogez и Шварцвальда, современные высоты которых достигают 1493 и 1423 м. В средней части рифтовой зоны амплитуда новейшего воздымания «плеч» грабена снижается до первых сотен метров, а в северной части — местами вновь возрастает (Оденвальд). В целом амплитуды опускания со середины палеогена (рис. 28) в южной части грабена колеблются от 0,5 до 2,5 км, а в средней и северной — достигают 2—3,35 км (в районе Мангейма). Общая амплитуда воздымания «плеч» за весь кайнозой составила от нескольких сотен метров до 1 км на участках, прилегающих к средней части грабена, до 2—2,5 км (с учетом мощности удаленных денудацией пород) в апикальных участках сводовых поднятий Vogez и Шварцвальда на юге и до 1—1,5 км в районах Оденвальда и Пфельцвальда на севере. Таким образом, суммарный размах кайнозойских вертикальных движений в Верхнерейнской рифтовой зоне достигает 4—5 км. Суммарная максимальная амплитуда погружений в грабене в целом приблизительно в 1,5 раза превышает суммарную амплитуду поднятия его «плеч», а средняя суммарная амплитуда опускания в осевой зоне грабена (2—2,5 км) приблизительно вдвое превосходит среднюю амплитуду воздымания гребневых зон его «плеч». В грубом приближении намечается более или менее единообразная ундуляция шарниров грабена и краевых поднятий с максимальным воздыманием в южной части рифтовой зоны, между Vogezами и Шварцвальдом и максимальным опусканием в его средней части (меж-

ду Карлеруе и Гейдельбергом). Однако это единообразие нарушается наличием прилегающих к краевым поднятиям локальных впадин (в районе Мангейма и южнее Кайзерштуля).

Однако во времени количественные соотношения погружений в грабене и воздыманий его «плеч», а также распределение вертикальных движений на площади рифтовой зоны существенно изменялись. В первую стадию развития — с середины эоцена до миоцена — опускания в осевой зоне по своей максимальной амплитуде (до 2,5—2,7 км) почти втрое, а по средней амплитуде (около 2 км) — вероятно, в 4—5 раз превосходили максимальные (до 1 км) и средние (первые сотни метров) амплитуды поднятия плеч грабена (см. рис. 28). При этом как интенсивные опускания грабена, так и локальные поднятия его плеч начались в южной части рифтовой зоны и постепенно перемещались к северу. Во вторую стадию (плиоцен — антропоген) максимальные амплитуды воздымания «плеч» в южной части рифтовой зоны (1,5 км) в полтора раза превосходили максимальные амплитуды погружения в северной части грабена, а средние амплитуды отличались даже более чем вдвое. Таким образом, соотношения опусканий грабена и поднятия его плеч во вторую стадию развития рифтовой зоны по сравнению с первой меняются на обратные. Структура грабена (рис. 29) определяется наличием взаимопараллельных краевых сбросов большой амплитуды (до 2—3 км), отделяющих краевые поднятия, сложенные породами герцинского складчатого фундамента и пермско-мезозойского чехла, от его внутренней, опущенной зоны, выполненной кайнозойскими отложениями, в свою очередь разбитыми огромным количеством сбросов меньшей амплитуды (от нескольких метров до километров) на множество относительно приподнятых и опущенных блоков. При общем северо-северо-восточном простирании грабена только часть сбросов (как краевых, так и внутренних) вытянута в этом «рейнском» направлении, тогда как многие другие ориентированы в северо-восточном, «рудногорском» направлении, отвечающем генеральному простиранию герцинских складчатых структур, либо в субмеридиональном или северо-северо-западном («эггском») направлении. Сбросы разного простиранения взаимно пересекаются или сочленяются друг с другом, создавая характерные коленчатые контуры краевых зон грабена, повторяющиеся на обоих взаимопараллельных его бортах. В прибортовых зонах грабена имеется ряд промежуточных ступеней, приуроченных к участкам резких коленчатых изгибов, выпуклых в сторону его «плеч». В плане они имеют ромбовидную, серповидную или треугольную форму. Аналогичное сочетание сбросов этих же трех простираний характерно для внутренней части Верхнерейнского грабена. Пересекаясь под углами, близкими к 30°, они расщепляют выполняющие его мезозойские и кайнозойские отложения на блоки, имеющие форму узких ромбов и параллелограммов.

Расстояние между соседними взаимопараллельными сбросами — от нескольких километров до 1 км и меньше. За крайне редкими исключениями, все разломы представляют нормальные сбросы с наклоном сместителей от 50 до 70—80°; средний наклон составляет 60—65°. С помощью бурения и сейсмических исследований установлено, что ряд сбросов продолжается, сохраняя подобный наклон, до глубины в 7 км. Мысленно возвращая смещенные по наклонным сбросам блоки в первоначальное положение, Х. Иллиэс оценил суммарную амплитуду горизонтального смещения по ним в 4,8 км. Следовательно, при средней современной ширине грабена в 36 км первоначальная ширина его составляла около 31,2 км и увеличилась в результате поперечного растяжения на 15—16%. По некоторым краевым разломам, например на восточном краю Вогез, установлены кайнозойские левосдвиговые перемещения амплитудой до 900 м. В целом грабен имеет ступенчатую форму. В его периферических зонах преобладают ступенчатые, нередко антитетиче-

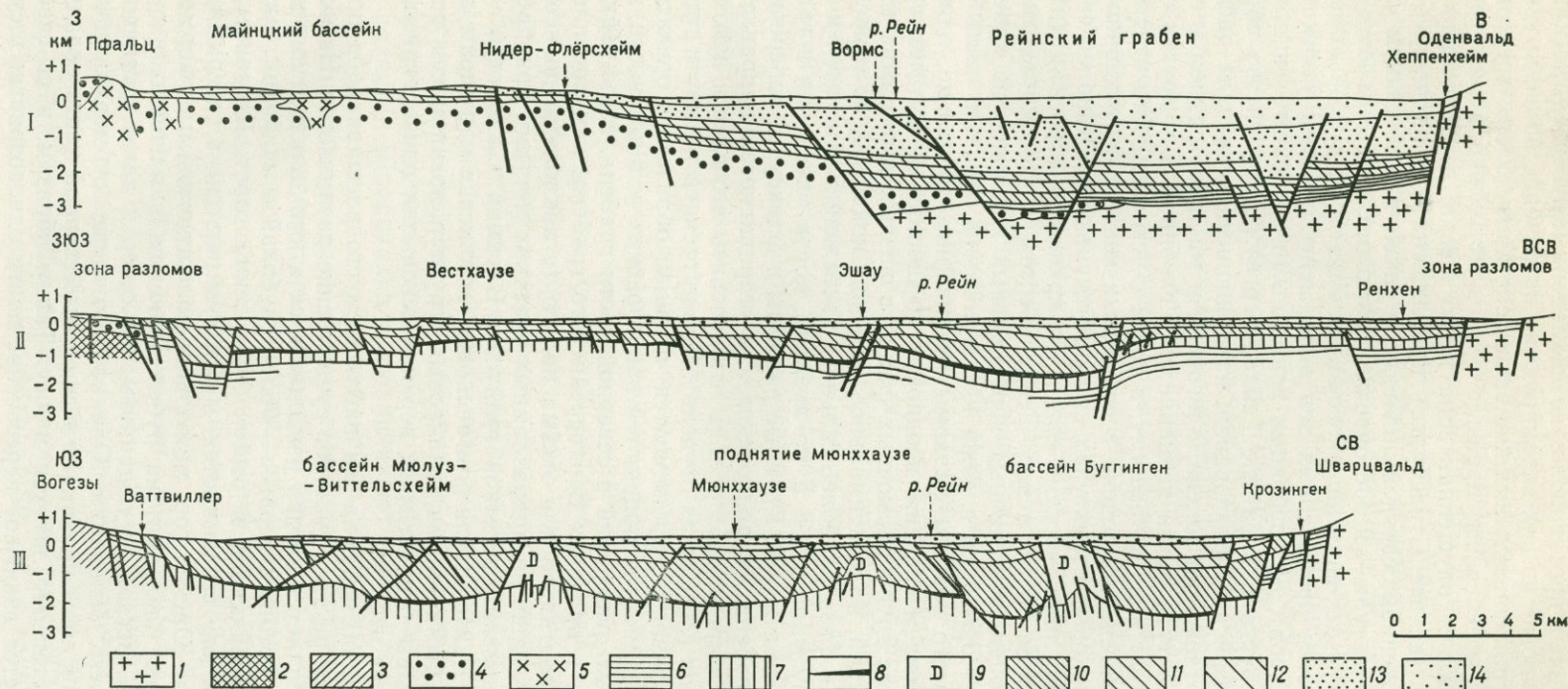


Рис. 29. Геологические профили Верхнерейнского грабена. По К. Ситглеру (1974 г.): I — через северную часть, II — через южную часть, III — через участок южного окончания

1 — кристаллический фундамент, граниты; 2 — докембрий, сланцы; 3 — нижний карбон, визе — вулканогенно-осадочная толща; 4 — пермь, вулканогенно-осадочные образования; 5 — пермские вулканиты; 6 — триас; 7 — юра; 8 — эоцен; 9 — соляные диапиры; 10 — нижний олигоцен (латторф); 11 — средний олигоцен (рюпель); 12 — верхний олигоцен (хатт); 13 — миоцен; 14 — плиоцен и плейстоцен

ские сбросы, а в приосевой зоне мы наблюдаем сочетание горстов и грабенов, ограниченных противоположно наклоненными сбросами (клавиатуру блоков). Многие из них экранируются на глубине более крупными разломами и ограничивают выклинивающиеся книзу блоки треугольного сечения. В поперечном профиле грабен несколько асимметричен, причем максимально опущенная зона в его южной относительно приподнятой части (южнее Страсбурга) приближена к западному борту, а в более погруженной северной половине, а также на небольшом участке южнее Кайзерштуля — к восточному (возможно, здесь имеются компенсационные мульды, связанные с соляными диапирами). Максимально опущенные участки прибрежных зон осложнены местами узкими (несколько километров), но глубокими локальными грабенами (например, западнее Страсбурга и в районе Гейдельберга). Большинство сбросов пересекает мезозойские образования, накопившиеся до начала рифтогенеза, а также отложения эоцена, олигоцена и миоцена, причем у одних сбросов их амплитуда почти не меняется с глубиной, а у других существенно возрастает вниз по разрезу, в связи с чем мощности отдельных горизонтов палеогена и миоцена в отдельных конседиментационно развивающихся блоковых структурах сильно изменяются. Плиоцен-четвертичный комплекс лишь местами срезается краевыми сбросами (например, на восточном борту между Гейдельбергом и Дармштадтом, где амплитуда плиоцен-четвертичных вертикальных подвижек по краевому сбросу достигает 0,5—1 км и даже 1,3 км). Таким образом, часть сбросов и прежде всего краевые разломы развивались длительно, одновременно с углублением грабена, неоднократно подновляясь, о чем свидетельствует кайма грубообломочных фаций в разных горизонтах палеогеновых отложений, но максимальное усиление подвижек по сбросам, а следовательно, и фаза наиболее сильного растяжения относится к среднему — позднему миоцену, т. е. ко времени, когда опускания в грабене практически прекратились. Крупные разломы и флексуры, поперечные к простиранию грабена («франконского» и «герцинского» направления), в его структуре выражены слабо, за исключением его плеч и некоторых краевых участков (Майнцкая ступень). Во внутренней же части грабена поперечные направления проявляются, главным образом, в ориентировке зон резких градиентов мощностей кайнозойских и, в частности, плиоцен-четвертичных отложений в северной части грабена. Мезо-кайнозойские отложения в пределах Верхнерейнского грабена, как правило, залегают субгоризонтально или весьма полого (с наклонами до нескольких градусов) и лишь на приразломных участках местами приобретают наклон до нескольких десятков градусов. В самой южной его части, южнее широты Кайзерштуля олигоценовые отложения нарушены двумя субмеридиональными зонами диапировых структур, возникших в результате пластического течения масс верхнеэоценовых и олигоценовых эвапоритов в течение неогена.

На обоих концах грабена мы наблюдаем его расширение и подъем днища, но структура этих участков существенно различается. На южном конце он расщепляется на два расходящихся к юго-западу и юго-востоку грабена, из которых первый — более глубокий и широкий; их разделяет выклинивающийся к северу Мюлузский горст. Шарниры всех этих структур к югу воздымаются, и они «упираются» в северный край складчатой зоны Юрских гор, мезозойско-палеогеновый платформенный комплекс которых был смят на рубеже миоцена и плиоцена в субширотные складки, несколько надвинутые на север и даже частично сорванные со своего основания. Однако некоторые субмеридиональные сбросы рифтовой зоны проникают в пределы северной части складчатой зоны Юры, постепенно затухая к югу. Таким образом, в ее северной части наблюдается взаимное пересечение почти одновозрастных субширотных структур сжатия и субмеридиональных структур растяжения.

На своем северном конце Верхнерейнский грабен несколько изгибается, приобретая долготную ориентировку, и упирается под углом в 60° в приподнятую в кайнозой герцинскую складчатую зону Рейнских Сланцевых гор, от которой он отделяется зоной крупного палеозойского, но подновленного в кайнозой разлома. На западном крыле грабена здесь обособляется расширяющаяся к северу Майнцкая промежуточная ступень; осевая зона грабена, напротив, суживается и постепенно выклинивается к северу от Франкфурта-на-Майне. Кулисообразно по отношению к ее окончанию несколько северо-восточнее располагается очень узкий плиоценовый грабен Хорлоф, наложенный на юго-западную часть миоценового вулканического щита Фогельсберг и, возможно, на следующий погребенный под ним олигоценовый грабен. Наконец, к востоку от северного продолжения поднятия Оденвальд и горста Шпрендлингер на герцинский складчатый фундамент в плиоцене была наложена еще одна неглубокая грабенообразная впадина Ханау. «Плечи» Верхнерейнской рифтовой зоны сложены метаморфическими допалеозойскими обазованиями, выступающими в поднятиях Вогез. Шварцвальда и Оденвальда, местами породами карбона и несогласно залегающим покровом пермских, триасовых и юрских отложений, образующих нижнюю часть чехла эпигерцинской платформы. Близ краевых разломов грабена плечи относительно приподняты и представляют в новейшей структуре полусводы или резко асимметричные своды, обрезанные с внутренней стороны сбросовыми эскарпами. Почти во всех поперечных сечениях рифтовой зоны, за исключением самого северного ее участка, полусводовые поднятия на обоих ее флангах обладают сходной амплитудой и шириной, но по простиранию сильно ундулируют. Максимальной ширины (до 50—60 км) и высоты (до 2—2,5 км) краевые поднятия достигают на юге рифтовой зоны (Вогезы, Шварцвальд), а минимальной — на ее среднем поперечном участке. Здесь на западном ее борту ширина полусвода составляет всего 30 км, а амплитуда — не более 0,5—1 км, а на восточном борту между Карлсруэ и Гейдельбергом при такой же амплитуде кайнозойского воздымания прилегающего к грабену участка Южно-Германской плиты (впадина Крейхгау) самостоятельное прибортовое полусводовое поднятие вообще отсутствует; подошва пермско-мезозойского чехла залегает здесь субгоризонтально, тогда как на других участках крыльев рифтовой зоны она полого ($1-4^\circ$) наклонена к ее внешнему краю. Еще более слабо наклонены поверхности неогенового пенеплена, испытавшие лишь самую позднюю фазу деформации. Плечи рифтовой зоны пересечены допермскими и кайнозойскими разломами нескольких направлений, как близких к ее общему простиранию, так и поперечного к нему северо-западного (герцинского) простирания. Последние, в частности, широко распространены в поднятии Шварцвальд и ограничивают очень узкий Гогенцоллернский грабен на его юго-восточном крыле. В рисунке трещин сбросов, рассекающих Шварцвальд, намечаются также неотчетливые кольцевые и полукольцевые структуры диаметром от 30 до 50—60 м, возможно, криптовулканического (?) происхождения. Характерна их приуроченность к южному относительно приподнятому поперечному участку рифтовой зоны, где имеются многочисленные проявления щелочного мел-палеогенового и миоценового вулканизма.

Так называемый **Гессенский грабен** или, правильнее, Гессенская зона разломов лежит на северном продолжении Верхнерейнского грабена (Schenk, 1974), отделяясь от него поперечной седловиной, скрытой под Фогельсбергским миоценовым вулканическим щитом, и имеет сходное с Верхнерейнским грабеном общее простирание (рис. 30), но отличается от него значительно меньшей длиной (150 км) и глубиной опускания герцинского фундамента, залегающего в северной части на глубине 1—1,5 км, а в южной — выше 1 км. В связи с тем что с востока Гессен-

ский грабен ограничен разломами северо-северо-восточного (рейнско-го), а с запада — субмеридионального (эггского) простирания, ширина его возрастает к северу от 30—40 до 70—80 км. Его герцинский фундамент, очевидно, образован смятыми в линейные складки восточно-северо-восточного (рудногорского) простирания девонскими и каменноугольными отложениями, выступающими на обоих бортах грабена — в Рейнских Сланцевых горах и Гарце. Грабен в основном выполнен двумя комплексами отложений: пермско-триасовыми суммарной мощностью от нескольких сотен метров до 1,5 км и сравнительно маломощными и прерывисто распространенными олигоцен-нижнемиоценовыми. Заложение

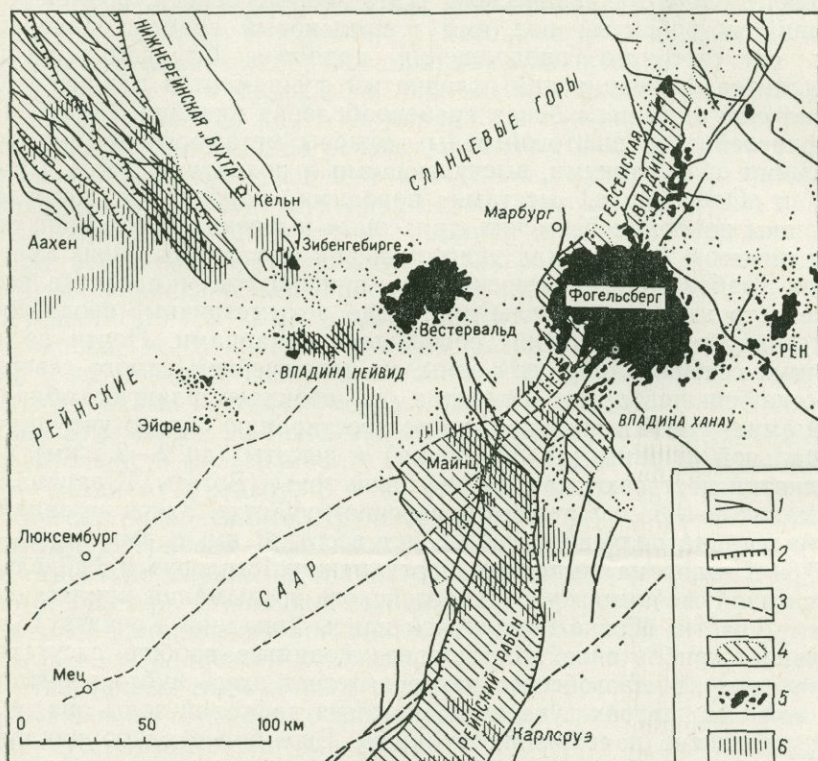


Рис. 30. Карта взаимоотношений Верхнерейнского, Гессенского и Нижнерейнского грабенов. По Х. Иллизу (1974 г.)

1 — главные зоны сбросов; 2 — зоны сбросов с наблюдаемыми позднеплейстоценовыми вертикальными движениями; 3 — зоны разломов, периодически активные как трансформирующие разломы; 4 — кайнозойские грабены или впадины; 5 — кайнозойские вулканические породы; 6 — сейсмоактивные области

Гессенского грабена, как и Верхнерейнского, было predeterminedено возникновением или активизацией субмеридиональных зон разломов (сдвигов?), наискось пересекающих складчатые раннегерцинские структуры между Рейнскими Сланцевыми горами на западе и Гарцем и Тюрингенским Лесом на востоке. Эти разломы были подновлены в поздней перми и раннем триасе, и ограниченный ими блок испытал значительное проседание, продолжавшееся до конца триаса. Таким образом, распространение и мощности цехштейна и триаса в Гессенском грабене (в отличие от Верхнерейнского) обнаруживают связь с современной структурой, особенно отчетливую на его западном борту. Юрские и меловые отложения в Гессенской зоне, за исключением его северного окончания, отсутствуют, но, напротив, широко распространены (особенно верхний мел) в примыкающих к ее северной части наложенным впадинам — Мюнстерской на западе и Субгерцинской — на востоке. Таким

образом, движения по разломам фундамента, ограничивающим северную часть Гессенской зоны, приобрели в меловое время обратный знак.

Налегание палеогеновых отложений в этой зоне на разные горизонты верхнего палеозоя и триаса показывает, что к середине палеогена в ее пределах уже возник ряд частных узких субмеридиональных впадин и поднятий. Оligоценовые континентально-лагунно-морские отложения, по-видимому, первоначально покрывали всю Гессенскую зону, которая в это время вновь опустилась и являлась в среднем олигоцене частью узкого длинного пролива, связывавшего бассейны Северного моря и Тетиса. Однако в результате последующих (в миоцене) дифференциальных подвижек с общим преобладанием поднятий днище Гессенской зоны было разбито множеством новых (или подновленных) сбросов на ряд относительно опущенных и приподнятых блоков. Оligоценовые и отчасти миоценовые отложения мощностью до 200—300 м сохранились от размыва в отдельных мелких грабенах и впадинах, либо под «броней» миоценовых лав массива Фогельберг и вулканической гряды к северу от него. В миоцене — антропогене Гессенская зона вместе с ее бортами была приподнята в среднем на 300—400 м, однако массивы Рейнских Сланцевых гор, Гарца и Тюрингенского Леса испытывали более значительное воздымание (до 500—800 м).

В Гессенской зоне четко выражены взаимопересекающиеся разломы нескольких направлений и различного возраста: все они затрагивают триас, но только часть их смещает юрские, меловые и олигоцен-нижнемиоценовые отложения, и лишь единичные сбросы нарушают залегание миоценовых базальтов, тогда как большинство разрывов «уходит» под них. В южной части грабена, как уже говорилось, сбросы радиально расходятся от массива Фогельберг в северо-северо-западном, долготном и северо-северо-восточном направлениях, в северной же части преобладают субмеридиональные продольные сбросы. В прибортовых зонах грабена они образуют сгущения, ограничивая очень узкие грабены, vyplненные средним, верхним триасом и, реже, олигocenом и миоценom, а также отдельные горсты с выходами палеозоя. Продольные разломы пересекаются сбросами поперечных направлений (в западной части Гессенской зоны — субширотного, в восточной части — северо-западного), между которыми нередко также зажаты очень узкие клиновидные грабены и грабен-синклинали. Продолжение зоны Гессенского грабена севернее Ганновера скрыто под платформенным чехлом глубокой Североморско-Северо-Германской впадины.

Нижнерейнский грабен*, в отличие от Верхнерейнского и Гессенского, имеет северо-западное (франконское) простирание (см. рис. 30). Как и последний, он состоит по существу из нескольких взаимопараллельных грабенов и внутренних горстов общей протяженностью в пределах суши около 300 км; ширина этой зоны возрастает к северо-западу от 30—50 до 100 км и более. Северо-западная часть ее «открывается» в Североморскую впадину, а юго-восточная наложена на Брабантский массив и герцинские складчатые структуры Рурско-Вестфальского краевого прогиба, Арденн и Рейнских Сланцевых гор, простирающихся в северо-восточном направлении, перпендикулярном к простиранию Нижнерейнской зоны грабенов. Однако последнее направление проявляется в структуре палеозойского складчатого комплекса в ориентировке многочисленных поперечных трещин и сбросов, часть из которых была подновлена в мезозое и кайнозое. Они, в частности, обрамляют Нижнерейнский грабен и рассекают его на ряд относительно опущенных и приподнятых блоков. Наиболее крупными среди них являются (с юго-запада на северо-восток) так называемый Центральный грабен, Пельский горст и собственно Нижнерейнский грабен (s. str.), в свою очередь разбитые

* Его часто называют также Нижнерейнской бухтой (Teichmüller, 1974).

нормальными наклонными продольными сбросами. Продолжением этих структур в юго-восточной части «Нижнерейнской бухты» соответственно являются относительно глубокий асимметричный грабен Эрфт, горст Вилле и неглубокий Кельнский грабен. Кровля допозднепермского фундамента в юго-восточной части грабена залегает не глубже 0,5—1 км, а в его северо-западной части постепенно погружается до 2—3,5 км. Опускание в северо-западной, нидерландской части рифтовой зоны началось в цехштейне и продолжалось с относительно большей интенсивностью, чем вне ее, в течение всего мезозоя. В мезозое же обособилась и внутренняя Пельская зона. Однако если разрез доверхнемеловых отложений в ней относительно сокращен, то верхний мел и палеоцен, напротив, обладают повышенной мощностью по сравнению со смежными грабенами («Геология Нидерландов», 1959). Погружение в северо-западной части Нижнерейнского грабена возобновилось в эоцене, а в течение олигоцена оно постепенно распространилось на его юго-восточную часть и продолжалось в течение миоцена, плиоцена и антропогена. В основном кайнозойские отложения в Нижнерейнском грабене представлены континентальными — аллювиальными и озерно-болотными осадками, с прослоями бурых углей в миоцене, которые к северо-западу фациально замещаются морскими отложениями. Максимального распространения последние достигали в позднем олигоцене, когда море покрывало всю Нижнерейнскую бухту, вплоть до района Бонна, где в конце олигоцена начались и продолжались в раннем миоцене извержения щелочных базальтов, трахитов, латитов и их туфов (Teichmüller, 1974).

В течение миоцена, плиоцена и антропогена продолжались дифференцированные блоковые подвижки, получившие отражение в сильной изменчивости мощностей позднекайнозойских осадков вкост Нижнерейнского грабена, в наличии многочисленных сбросов, смещающих с убывающей кверху амплитудой все выполняющие его отложения, а также в прямом тектоническом рельефе Нижнерейнской бухты. Как показывают результаты повторного нивелирования, в его пределах происходят современные опускания амплитудой до нескольких миллиметров в год (Квитцов, Валенск, 1957). Особенно значительные дифференцированные погружения имели место в плиоцене и антропогене в северо-западной части рассматриваемой зоны, в Голландии. В обеих частных впадинах мощности антропогена достигают здесь 0,4—0,5 км, а всего кайнозоя — 1—1,7 км, тогда как в Пельском горсте они соответственно сокращаются до 0,1—0,3 км и 0,5—1 км («Геология Нидерландов», 1959). Подвижки по сбросам, пересекающим северо-западную часть Нижнерейнского грабена, начались еще в конце палеозоя — начале мезозоя, продолжались с обратным знаком в позднем мелу и возобновились по первоначальному плану в кайнозое. Амплитуда смещения по ряду сбросов в низах кайнозойских отложений достигает нескольких сотен метров, а в плейстоценовых — десятков метров (Паннекук, 1959). На продолжении грабена близ побережья Северного моря, между устьем Рейна и зал. Зейдерзее, находится территория, погружающаяся до настоящего времени и лежащая ниже уровня океана. Здесь мощность голоцена достигает 10—25 м.

Таким образом, северо-западная часть Нижнерейнского грабена была заложена еще в цехштейне — триасе, одновременно с Гессенским, и подобно ему подновлена в палеогене. Но если в дальнейшем, с миоцена Гессенская зона разломов постепенно утрачивает свою активность, то Нижнерейнская, напротив, в олигоцене «прорастает» по простиранию в юго-восточном направлении, в сторону северного окончания Верхнерейнского грабена, и сохраняет высокую тектоническую активность до настоящего времени. Хотя и ныне эти грабены разделяет поперечная к их простиранию зона Рейнских Сланцевых гор шириной около 90 км, ис-

пытавшая в плиоцене — антропогене сводовое поднятие амплитудой до 0,4—0,5 км, однако ее участок, в котором проложена живописная глубоковрезанная антецендентная долина Рейна между Бингеном и Бонном, является связующим звеном между ними. Этот отрезок долины Рейна приурочен к подновленным разломам северо-западного простирания, а в его средней части расположена небольшая, изометричная Нейвидская неотектоническая впадина. В момент заложения — на рубеже эоцена и олигоцена — эта впадина была фациально связана с Верхнерейнским грабеном, а в конце олигоцена — начале миоцена приобрела временную связь также и с Нижнерейнским грабеном (Teichmüller, 1974). Эти связи были, однако, утрачены в неогене в связи с воздыманием Рейнских Сланцевых гор, которое усилилось в антропогене и продолжается, по геодезическим данным, со скоростью 1 мм в год. К востоку от Нейвидской впадины находится Вестервальдский район довольно мощных проявлений вулканизма в раннем и среднем миоцене. В самой Нейвидской впадине расположен Лаахерский район плейстоценовых и раннеголоценовых извержений, а несколько западнее — Эйфельский вулканический район. В этих районах неоднократно происходили излияния базальтовых, трахитовых и фонолитовых лав и выбросы пепловых и пемзовых туфов из многочисленных мелких центров. Последние эксплозивные извержения в обоих районах образовали 10—11 тыс. лет назад серию взрывных воронок (мааров) Эйфеля и более крупную воронку Лаахерского озера (Шварцбах, 1973). К проявлениям позднечетвертичного вулканизма относятся также извержения вулкана Родденберг близ Бонна в вулканическом районе Зибенгебирге на юго-восточном окончании Нижнерейнского грабена.

В свое время Г. Клосс (Cloos, 1939) указывал на приуроченность Рейнской рифтовой системы к единому сводовому поднятию с центром в районе Фогельсберг — Вестервальд, от которого в разные стороны радиально расходятся три грабена. Действительная картина, однако, значительно сложнее этой идеализированной схемы; единого Рейнского свода, в сущности, нет, а имеются своды меньших размеров в районе Верхнерейнского грабена (главным образом, его южной части) и в районе его стыка с Нижнерейнским и Гессенским грабенами. Последние не связаны с самостоятельными сводами. Кроме того, грабены заложились и развивались разновременно и их сочетания со временем изменялись. В палеогене Верхнерейнский грабен соединялся с Гессенским, а Нижнерейнский не был непосредственно с ними связан. Напротив, в неогене — антропогене Гессенский грабен отмирает, а Нижнерейнский становится все более тесно связанным с вновь активизировавшимся Верхнерейнским.

Современная сейсмичность (см. рис. 30) в основном связана с Верхнерейнским и Нижнерейнским грабенами, а также с промежуточным участком Рейнских Сланцевых гор между Бонном и Майнцем, тогда как Гессенский грабен практически асейсмичен (Ahorner, 1970). Сейсмической активностью обладают также Брабантский массив, Вогезы, Шварцвальд и прилегающие к нему с востока и юго-востока участки Швабского Альба и Предальпийского краевого прогиба (район Боденского озера). Длительными макросейсмическими наблюдениями, а также макросейсмическими данными в целом намечается существование единой непрерывной сейсмической зоны, имеющей севернее Майнца северо-западное, а южнее — юго-западное простирание и расщепляющейся на обоих концах. Начиная с 1600 г. в пределах Рейнской рифтовой системы произошло более 200 землетрясений с магнитудой от 3,5 до 6,6. Наиболее частые и относительно сильные землетрясения имели место в юго-восточной части Нижнерейнского грабена между Аахеном и Кёльном. Все землетрясения связаны с очагами в земной коре. Большинство очагов лежит на глубинах от 2—5 до 10—15 км, и лишь в пределах Шварц-

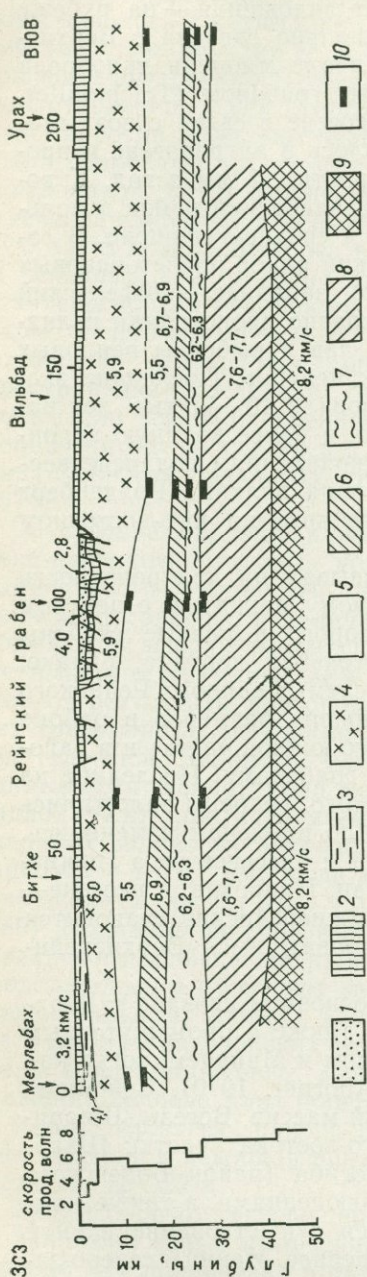


Рис. 31. Разрез земной коры Верхнерейнской рифтовой зоны. По И. Анзоре и др. (1970 г.)
 1 — кайнозой; 2 — юра, триас, пермь; 3 — карбон и девон; 4 — кристаллический фундамент; 5 — сиалический низкоскоростной «канал»; 6 — промежуточный слой в коре; 7 — промежуточная низкоскоростная зона; 8 — рифтовая «подушка» (переходная зона между корой и мантией); 9 — верхняя мантия; 10 — зарегистрированные отражающие горизонты

вальда, Брабантского массива, на северном окончании Верхнерейнского и на южном — Нижнерейнского грабена отмечены очаги на глубинах 15—25 км. Динамический анализ очагов землетрясений Верхнерейнского грабена показывает, что главные напряжения растяжения ориентированы субгоризонтально в западно-юго-западном — восточно-северо-восточном направлении, т. е. диагонально к простиранию грабена, а напряжения сжатия — в северо-северо-западном — юго-юго-восточном направлении. Предполагается, что в сейсмических очагах происходят левосдвиговые деформации вдоль продольных разломов юго-юго-западного — северо-северо-восточного простирания (Ahorner, 1970).

Верхнерейнский грабен характеризуется повышенными величинами теплового потока — от 1,6 до 4,0 (Hänel, 1970). Максимальные его значения (2,6—4,0) отмечены в западной половине среднего участка грабена (к западу от Гейдельберга и Карлсруэ), где фундамент залегает относительно неглубоко (1—1,5 км). На всем своем протяжении грабен выступает как зона отрицательных аномалий Буге, составляющих от 10 до 50 мгл, а на среднем участке грабена, где мощность рыхлых осадков максимальна, — достигающих 50—80 мгл (Lecolazet, 1967). Плечи Верхнерейнского грабена, напротив, характеризуются относительными гравитационными максимумами и, за исключением Вогез и Шварцвальда, положительными значениями аномалий Буге — от 0 до +30 мгл.

Верхнерейнский грабен отмечен резко пониженной по сравнению с его «плечами» интенсивностью магнитного поля (за исключением Кайзерштуля), но пересекается линейными зонами магнитных аномалий юго-западного — северо-восточного простирания, отражающих влияние магнитовозмущающих масс в структурах герцинского фундамента (Bosum, Hahn, 1970).

Сейсмические эксперименты и, в частности, исследования методом ГСЗ, проведенные в последние годы (Mueller e. a., 1969; Illies, 1972; Meissner, Vetter, 1974; Ansorge e. a., 1970; Ansorge e. a., 1974), позволили установить, что под южной частью Верхнерейнской рифтовой зоны (включая как грабен, так и его плечи) имеет место подъем поверхности Мохо до 24—25 км в районе Кайзерштуля, тогда как в смежных районах она понижается соответственно до 29—30 км. В северной части рифтовой зоны выступ поверхности М относительно сужен и менее резко выражен (до 27—28 км против 30—31 км в смежных районах). Сейсмический разрез земной коры под рифтовой зоной (сверху вниз) включает осадочный слой (0—4 км), кристаллический фундамент со скоростью продольных волн 5,9—6,0 км/с, внутрикоровый слой с пониженной до 5,5 км/с скоростью продольных волн (5—10 км) и относительно утоньшенный слой скоростью 6,7—6,8 км/с (5—10 км), отвечающий нижней части коры (рис. 31, 32). Ниже поверхности Мохо намечается присутствие «подушки» разуплотненного мантийного материала со скоростью 7,6—7,7 км/с (мощностью до 15 км), а на глубине около 40 км — верхняя мантия с нормальной (8,2 км/с) скоростью продольных волн. Таким образом, под Верхнерейнской рифтовой зоной, как и под другими рифтовыми зонами, предполагается существование в основании коры выпуклой кверху «подушки» разуплотненного мантийного материала*. Возникновение и «разбухание» этой «подушки», согласно Х. Иллиэсу, явилось причиной образования Верхнерейнской рифтовой зоны. Зарождение «подушки», судя по возрасту щелочного массива Катценбукель, вероятно, относится еще к концу мела. Воздымание краевых участков (плеч) Верхнерейнской рифтовой зоны отражает рост и разрастание в стороны линзы разуплотненного материала. Экстраполируя ограничивающие Верхнерейнский грабен краевые сбросы, наклоненные в среднем под углами 60—63°, до глубины, на которой они должны были бы встретиться (около 30 км), Х. Иллиэс схематически представил его глубинную структуру в виде горизонтальной призмы треугольного сечения в осевой части воздымающегося и растягивающегося при этом свода, которая испытала проседание относительно обрамляющих ее краевых участков свода приблизительно на 3,5—4,5 км (несколько больше в восточной части, чем в западной). Проседание сопровождалось возникновением внутри этой призмы серии наклонных сбросов, приблизительно параллельных восточному краевому сбросу и, подобно ему, вероятно, несколько выполаживающихся книзу. Подобная модель требует допущения совершенно незначительного поперечного горизонтального растяжения в кровле разуплотненной подкоровой «подушки».

СЕВЕРОМОРСКИЙ СЕГМЕНТ

Самый северный сегмент Рейнско-Ливийского рифтового пояса располагается в пределах обширной и глубокой перикратонной экзогенальной Североморской впадины Европейской платформы (Журавлев, 1972), выполненной верхнепалеозойскими и мезо-кайнозойскими отложениями общей мощностью до 7—12 км. Возраст ее фундамента достоверно не известен, но наиболее вероятно, что он представлен докембрийскими (доверхнепротерозойскими?) метаморфическими образованиями, переработанными позднепротерозойскими и палеозойскими движениями (Богданов, 1964) и разбитыми сетью пересекающихся разломов субмеридионального и северо-западного простирания, подновлявшихся в мезо-кайнозойское время. С северо-востока Североморская впадина обрамляется

* Следует, однако, указать, что предварительная интерпретация результатов последних сейсмических экспериментов (Ansorge e. a., 1974) ставит под сомнение присутствие подобной «подушки» под южной частью Верхнерейнской рифтовой зоны.

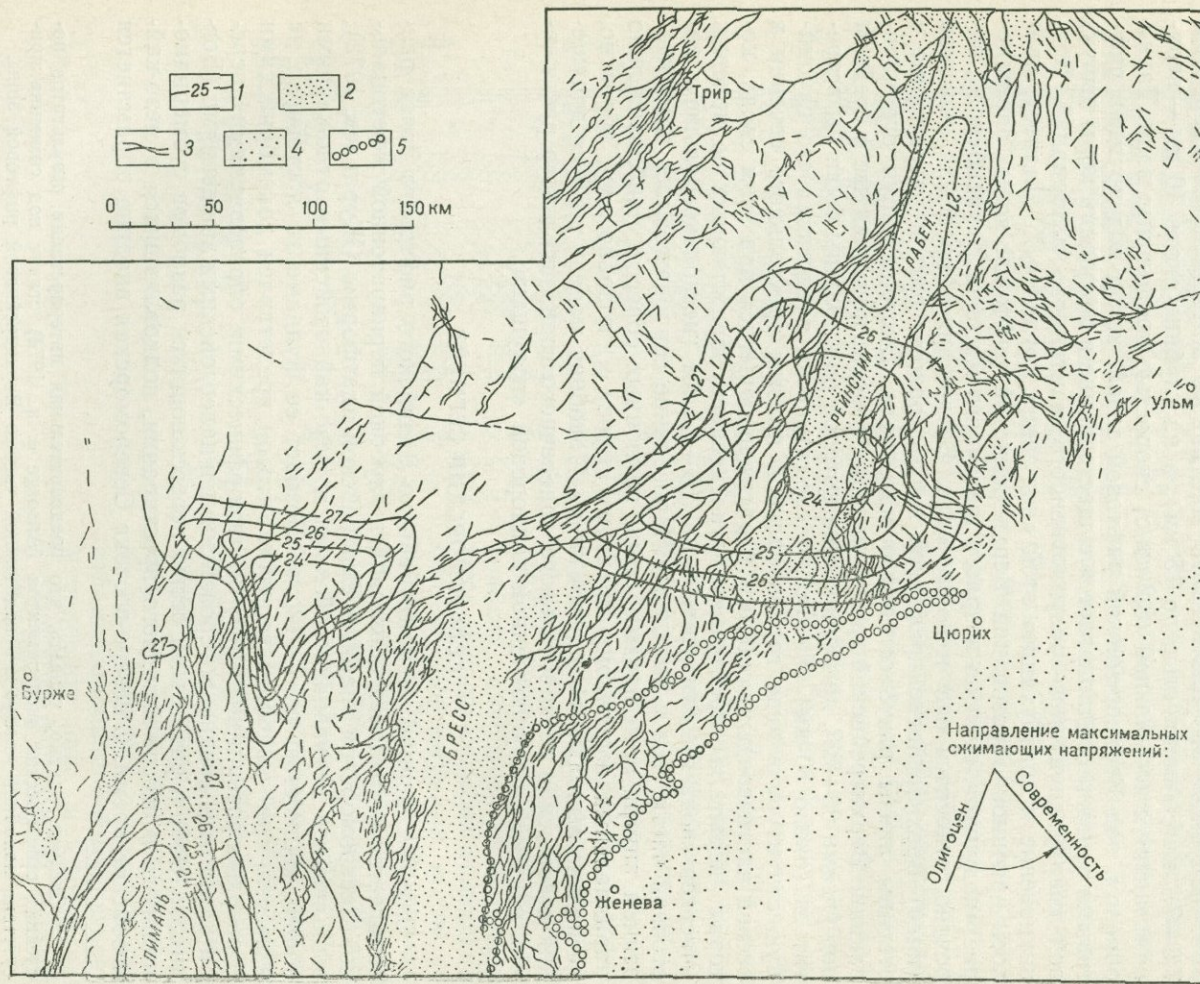


Рис. 32. Карта южного продолжения Рейнской системы грабенов и приблизительного положения мантийных диапиров. По Х. Иллиэсу (1974 г.)

1 — глубина поверхности М (в км); 2 — кайнозойские грабены и впадины; 3 — сеть разломов на платформе по периферии грабенов; 4 — фронт альпийских покровов; 5 — плиоценовый складчатый пояс Юрских гор

Балтийским щитом, с северо-запада — каледонидами Норвегии и Шотландии, а с юга — герцинидами Центральной Европы. В пределах впадины выделяются две глубокие депрессии, вытянутые в общем западно-северо-западном направлении, — Ганзейская и Датско-Варяжская (по В. С. Журавлеву, 1972 г.), в которых широко развиты диапировые структуры с ядрами из позднепермской соли, и разделяющая их субширотная Средне-Североморская зона поднятий (Ютландское, Доггербанки и др.), где фундамент залегает на глубинах 1—3 км (рис. 33). Эту субширотную зональность существенно осложняет наличие четырех субмеридиональных прогибов или грабенов, которые либо пересекают всю Средне-Североморскую зону поднятий, либо глубоко вдаются в нее с юга. В этих прогибах особенно широко распространены диапиры пермской соли, имеющие форму узких и нередко весьма протяженных грабенов, вытянутых по их простиранию. Это простирание последовательно изменяется при движении с запада на восток от северо-западного на меридиональное и северо-северо-восточное. В целом прогибы и соляные структуры в них образуют как бы гигантский веер, раскрывающийся к северу. Все эти прогибы лежат на северном продолжении Рейнской системы грабенов, в частности, восточный — Шлезвиг-Гольштейнский прогиб — на продолжении Гессенского грабена, а три более западных прогиба, расположенные в южной и центральной частях Северного моря, — на продолжении грабенов Нижнерейнской рифтовой зоны. Очевидно, что как конфигурация прогибов, так и расположение, ориентировка и форма соляных диапиров контролируются той же системой древних разломов фундамента, которая определила структуру Гессенского и Нижнерейнского грабенов. Формирование субмеридиональных прогибов началось в перми и в основном закончилось в мезозое, так же как и главная эпоха развития соляных диапировых структур, и лишь некоторые из них продолжали расти в кайнозое. Однако один из грабенообразных прогибов, проходящий через центральную часть Северного моря между Ютландией и Великобританией, продолжал и, возможно, даже активизировал свое дифференциальное погружение в течение кайнозоя. В этом субмеридиональном прогибе шириной 50—100 км, прослеженном более чем на 600 км, мощность кайнозоя достигает 2—3,5 км, тогда как к западу и востоку от него она не превышает 0,5—1,5 км (Неуброек е. а., 1967). Кайнозойский Североморский грабенообразный прогиб лежит на северном продолжении северо-восточного (собственно Нижнерейнского) грабена одноименной рифтовой зоны. На юге он имеет северо-северо-восточное и субмеридиональное простирание, затем поворачивает к северо-западу и, наконец, на широте Южной Норвегии снова направляется к северо-северо-востоку. Вопрос о продолжении прогиба в самой северной части Северного моря, наложенной на каледонский фундамент, недостаточно ясен. В средней части прогиба (впадина Девилс-хол) обнаружен ряд крупных нефтяных и газоконденсатных месторождений, приуроченных к датским и палеогеновым отложениям («Нефтегазонасность морей и океанов», 1973). Североморский кайнозойский грабенообразный прогиб асейсмичен и в рельефе дна Северного моря практически не выражен; по-видимому, в четвертичное время как самостоятельная зона погружения он себя не проявлял. Однако к востоку от него в антропогене отчетливо проявилась тектоническая депрессия, непосредственно примыкающая к юго-западному и южному побережью Норвегии с глубинами до 300—500 м и более, — так называемый Норвежский желоб. В своей северной части он имеет долготное, а в южной (пролив Скагеррак) — субширотное и северо-восточное простирание. По-видимому, он контролируется древними разломами, омоложенными в связи с гляциоизостатическими подвижками Скандинавии в антропогене. К северо-востоку от Норвежского желоба расположен пермский грабен Осло, пересекающий юго-западную часть Балтийского щита. Он имеет такое же

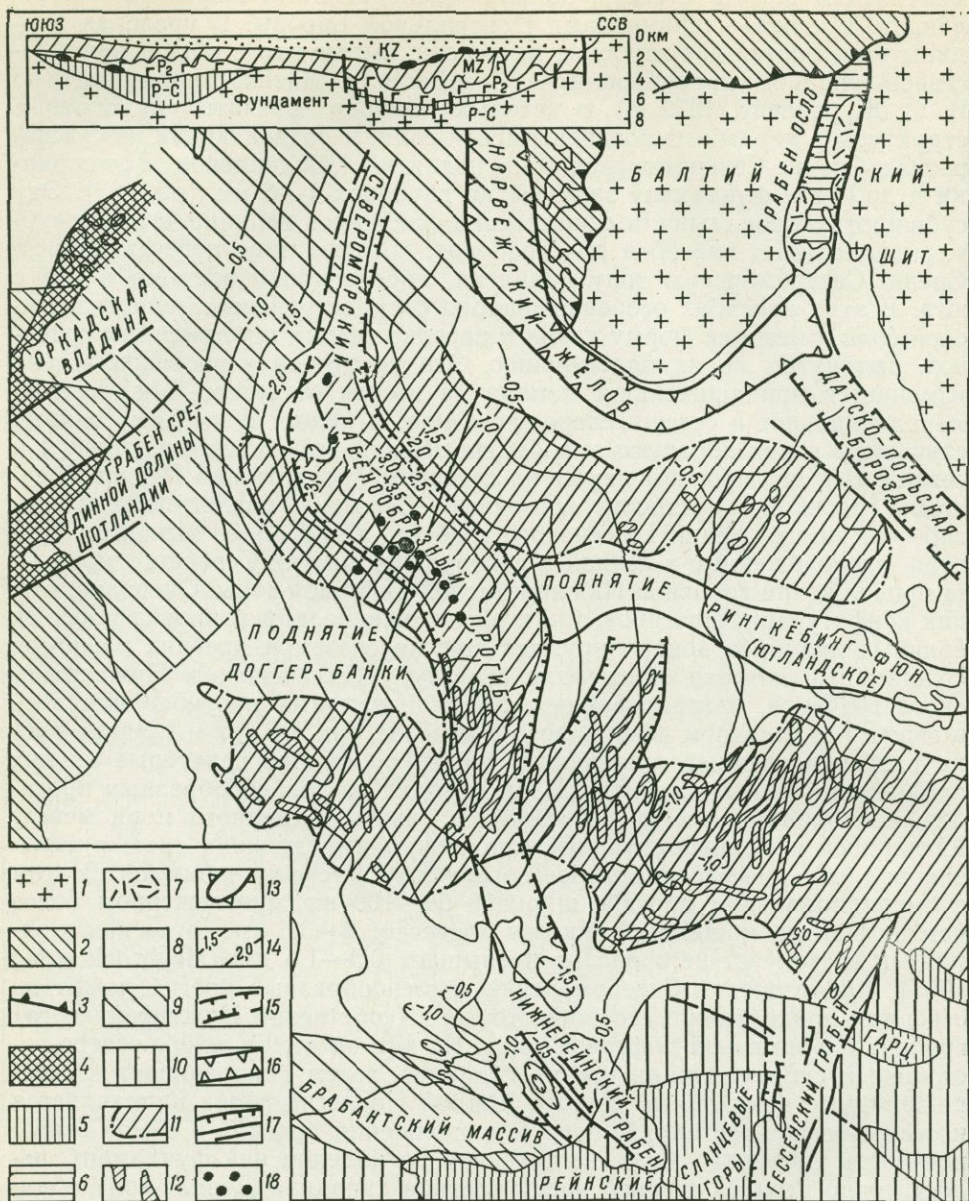


Рис. 33. Схематическая карта структуры Североморского сегмента Рейнско-Ливийского рифтового пояса. Составил Е. Е. Милановский по материалам В. С. Журавлева (1972 г.) и др.

1 — Балтийский щит; 2 — каледониды (в Великобритании — местами с верхнепалеозойским чехлом); 3 — фронт каледонских покровов в Норвегии; 4 — эпикаледонские средне-верхнепалеозойские грабенообразные впадины британских каледонид; 5 — герциниды; 6 — палеозойские осадочные образования грабена Осло; 7 — пермские магматические образования в нем; 8 — платформенный чехол Североморской экзогенальной впадины на предположительно докембрийском фундаменте; 9 — то же, на каледонском фундаменте; 10 — то же, на герцинском фундаменте; 11 — глубоко опущенные участки Североморской впадины с широким развитием солончатых отложений; 12 — диапировые структуры с ядрами из верхнепермской соли; 13 — контуры Ютландского поднятия, в котором отсутствуют верхнепермские соленосные отложения; 14 — стратонизогинсы по подошве палеогена (в км); 15 — контуры кайнозойского Североморского грабенообразного прогиба; 16 — контуры позднекайнозойского Норвежского желоба; 17 — крупнейшие сбросы установленные (две верхние линии) и предполагаемые (нижняя линия); 18 — месторождения нефти и газа в центральной части Северного моря. На врезке — разрез бассейна Северного моря (по А. Буйло, 1971 г.)

северо-северо-восточное простираение, как и Верхнерейнский, Гессенский грабены и Шлезвиг-Гольштейнский прогиб, и лежит на их северном продолжении, однако непосредственные связи грабена Осло с этими постпалеозойскими впадинами не доказаны; их разделяет Ютландское (Рингкёбинг-Фюнское) поднятие. По всей вероятности, грабен Осло на юге расщепляется на несколько веерообразно расходящихся грабенов и зон разломов. Одна из его ветвей, активно развивающаяся в палеозое и мезозое, направляется к юго-юго-востоку (так называемая Польско-Датская «борозда»), а другая — к юго-западу. Подновленным в конце кайнозой участком этой ветви, возможно, является самый глубокий Скагер-ракский участок Норвежского желоба.

В Североморском сегменте мы встречаемся с относительно редким (?), хотя и не единственным проявлением такого типа континентального кайнозойского рифтогенеза, когда грабенообразование не только не сопровождается сколько-нибудь существенным поднятием смежных участков (плеч) рифтовой зоны, но, напротив, протекает в условиях общего дифференцированного опускания прилегающей обширной области.

РОНСКИЙ СЕГМЕНТ

Сегмент рифтового пояса между Верхнерейнским грабеном и Средиземным морем можно назвать Ронским, поскольку рифтогенные кайнозойские структуры приурочены здесь к бассейну р. Рона и к прилежащему к нему с запада Центральному Французскому массиву. По отношению к Верхнерейнскому грабену и всей Рейнской системе грабенов рифтовые структуры Ронского сегмента расположены кулисообразно. Хотя Ронский сегмент, как и Рейнский, находится в пределах одной эпигерцинской платформы, но в отличие от него он граничит на востоке со структурами альпийского Средиземноморского складчатого пояса — зоной Юрских гор и Французскими Альпами; эти складчатые сооружения имеют такое же субмеридиональное простираение, как и рифтогенные структуры Ронского сегмента, и оказали несомненное влияние на их формирование, в частности, обусловили их резкую асимметрию.

По характеру структуры фундамента и времени рифтогенеза Ронский сегмент напоминает Верхнерейнскую рифтовую зону, но отличается более сложным тектоническим устройством: в некоторых его сечениях выделяется до трех долготных зон кайнозойских грабенов, разделенных поднятиями. Складчатый фундамент представлен здесь в основном протерозойскими образованиями, деформированными и метаморфизованными в эпохи докадомской и кадомской (байкальской) складчатости и испытывавшими повторный метаморфизм и гранитизацию в палеозое. Они составляют большую часть Центрального Французского массива, игравшего в герцинском цикле роль срединного массива. Метаморфические образования фундамента образуют систему субмеридиональных структур, веерообразно расходящихся к северо-западу, северу и северо-востоку. Эти направления были в значительной мере использованы разрывными нарушениями позднегерцинского и позднеальпийского этапов. Верхнепалеозойские структуры представлены в Центральном Французском массиве очень узкими грабенами, односторонними грабенами и грабен-синклиналями долготного, северо-восточного и реже северо-западного простираения, выполненными угленосными отложениями среднего — верхнего карбона и континентальными молассами нижней перми. Мезозойские отложения платформенного типа распространены лишь по периферии массива и, в частности, выстилают днища впадин Соны и Роны к востоку и юго-востоку от него. Формирование рифтогенных структур началось в олигоцене и продолжалось в неогене, сопровождаясь неоднократно проявлениями наземного вулканизма. Основными элементами тектонического плана Ронского сегмента являются Ронская зона круп-

ных грабенообразных впадин на востоке и сводово-глыбовое поднятие Центрального Французского массива, осложненное рядом более мелких грабенообразных впадин на западе.

Ронская зона впадин состоит из обширных субмеридиональных впадин Соны и Верхней Роны, или Бресс и Дофинэ, полуразделенных поперечной перемычкой в районе Лиона, и небольшой впадины Нижней Роны.

Впадины Бресс и Дофинэ (Rat, 1974; Debelmas et Demarcq, 1974) граничат на западе с Центральным Французским массивом, на северо-западе — с Бургундским валом или седловиной, связывающим последний с массивом Вогез, а на востоке — с зоной Юрских гор, образованной мезозойскими и палеогеновыми отложениями платформенного

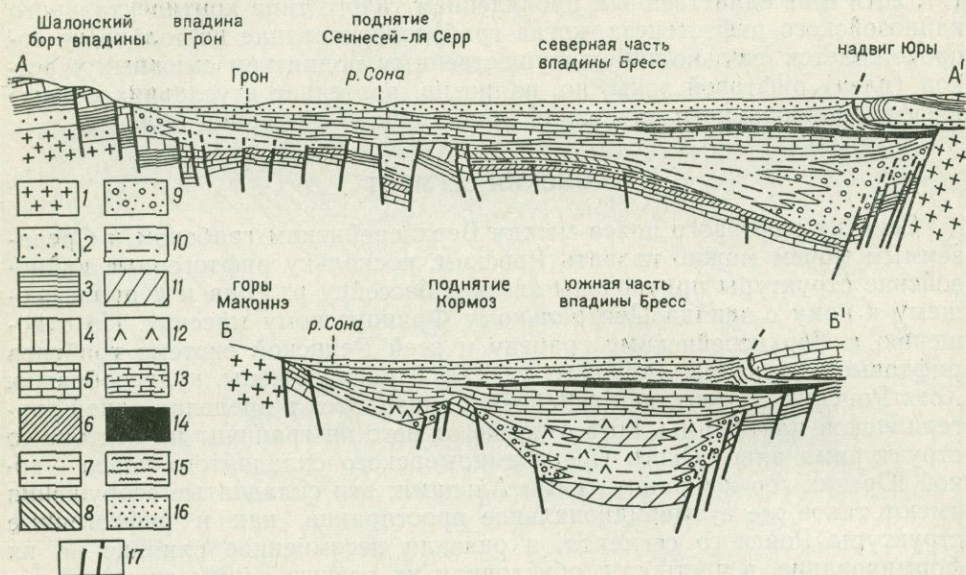


Рис. 34. Поперечные разрезы через северную (АА') и южную (ББ') части грабена Бресс. По П. Райту (1974 г.)

1 — дотриасовый фундамент (докембрий и палеозой); 2 — триас; 3 — лейас; 4 — доггер; 5 — мальм; 6 — нижний мел; 7 — верхний мел; 8 — эоцен (озерные известняки); 9—12 — олигоцен (9 — конгломераты, приазомные фации, 10 — песчаники и глины, 11 — соль, 12 — ангидрит и гипс); 13 — верхний олигоцен (озерные мергели и известняки); 14 — миоцен (морская моласса); 15 — понт (лигнитовые мергели с харофитами); 16 — плиоцен (озерные пески и мергели) и плейстоцен; 17 — разломы

типа, смятыми в линейные складки на рубеже миоцена и плиоцена. После общей регрессии в конце мела на отдельных участках впадин Бресс и Дофинэ накапливались маломощные озерные осадки эоценового возраста. В олигоцене они испытали интенсивное погружение и были заполнены толщами озерно-лагунных отложений (известняки, мергели, глины, ангидриты и гипсы), по краям впадин фациально замещающихся песчано-конгломератовыми толщами, общей мощностью до 1,5—2 км. Опускание сопровождалось конседиментационными подвижками по многочисленным сбросам, рассекающим днища впадин и их борта. В раннем и среднем миоцене в эти впадины проникает залив Средиземного моря, а в позднем миоцене в них накапливаются озерно-аллювиальные и болотные осадки. На рубеже миоцена и плиоцена «нормальное» развитие грабенообразных впадин как структур растяжения было прервано надвиганием на них структур Юрских гор, что привело к смятию миоценовых отложений перед фронтом покрова. Амплитуда надвигания местами превышает 10 км (рис. 34). В плиоцене во впадину Дофинэ вновь проник залив Средиземного моря, а во впадине Бресс накапливались маломощные озерные осадки (пески, мергели). Общая мощность неогеновых

отложений в этих впадинах составляет несколько сотен метров. В четвертичное время они были вовлечены в общее поднятие амплитудой 0,2—0,5 км и дренируются речной системой Роны — Соны. Общая длина системы впадин Бресс — Дофинэ — около 300 км при ширине 30—60 км. Глубина погружения домезозойского фундамента впадин — от нескольких сотен метров на поперечной перемычке до 2—3 км. Обе впадины резко асимметричны в поперечном сечении, и их разбитое сбросами дно максимально опущено близ их восточного края. С запада и с северо-запада впадины ограничены рядом ступенчатых нормальных сбросов соответственно субмеридионального и северо-восточного простирания. Амплитуды некоторых краевых сбросов достигают многих сотен метров. Аналогичные сбросы, развивавшиеся в олигоцене и миоцене, ограничивают впадины с востока, но на борту впадины Бресс они погребены под надвинутыми с востока покровами Юрских гор. Асимметрия поперечного профиля, выраженная как в распределении мощностей, так и в сочетании деформаций растяжения и сжатия на разных крыльях впадин Бресс и Дофинэ и на разных стадиях их развития, придает этим грабенообразным депрессиям некоторые черты сходства с краевыми прогибами.

В последнее время была детально изучена промежуточная область между окончаниями грабенов Бресс и Верхнерейнского, вместе с тем разделяющая поднятие Богез и северную часть зоны Юрских гор (Contini, Theobald, 1974). Эта область, покрытая чехлом триасовых и юрских платформенных отложений, разбита огромным количеством взаимопараллельных сбросовых и сбросо-сдвиговых нарушений и трещин северо-северо-восточного простирания, совпадающего с общей ориентировкой обоих кулисно расположенных грабенов, но нередко слабо S-образно искривленных в плане, а также более редкими, но значительными разрывами северо-восточного простирания типа левосторонних сдвигов (см. рис. 32). Эта сеть разрывов покрывает полосу северо-восточного простирания длиной свыше 100 км и шириной в несколько десятков километров, которую некоторые исследователи (Laubscher, 1970; Illies, 1972; Contini, Theobald, 1974) трактуют как крупную зону левосдвиговых деформаций, связывающую Бресский и Верхнерейнский грабены и формировавшуюся одновременно с растяжением в последних; в какой-то мере она может рассматриваться как эквивалент трансформирующих разломов рифтовых зон океанов. На ее северо-восточном продолжении находятся миоценовые и вулканические районы Хегау и Урах, а на юго-западном — северное окончание Лиманьского грабена в Центральном Французском массиве.

Самый южный участок Ронской рифтовой зоны — Нижнеронская впадина — отделена от впадины Дофинэ поперечной перемычкой в районе Монтельмара, непосредственно к западу от которой, на восточной периферии Центрального Французского массива находится Куаронский район трещинных миоценовых и плиоценовых базальтовых извержений, контролировавшихся разломом северо-западного простирания. В структуре Нижнеронской впадины, как и в Бресской, мы наблюдаем взаимодействие рифтогенных структур растяжения и альпийских структур сжатия. Но в данном случае последние являются относительно более древними — предолигоценowymi (пиренейская фаза) и представляют собой систему субширотных складчато-надвиговых и даже покровных (с перемещением масс к северу) дислокаций северного крыла восточного участка Пиренейского складчатого сооружения, осевая зона которого в плиоцене была окончательно опущена под воды Лионского залива. На эту субширотную складчатую зону Прованса и Нижнего Лангедока под косым или почти прямым углом накладываются рифтогенные структуры Нижнеронской впадины, формирование которых началось в олигоцене и продолжалось до конца кайнозоя. В плане поздней-

кайнозойская Нижнеронская впадина раструбообразно раскрывается к юго-юго-западу, к Лионскому заливу и представляет как бы зеркальное отражение расширяющейся к северо-северо-востоку впадины Дофинэ, причем обе впадины ограничивают и рассекают одни и те же две системы разломов северо-восточного и долготного простираения, которые пересекаются в районе Монтельмарской перемычки. В поперечном сечении Нижнеронская впадина асимметрична и состоит из двух ступеней — промежуточной северо-западной и наиболее опущенной юго-восточной. Северо-западная ступень, в которой домезозойский фундамент залегает на глубинах 2—5 км, отделена от Центрального Французского массива зоной ступенчатых сбросов северо-восточного простираения, проходящих через г. Алес, а от юго-восточной ступени — параллельной ей сбросовой зоной Ним — Перпиньян. Опускания в средней ее части проходили в основном в олигоцене, а на северо-восточном и юго-западном окончании продолжались в миоцене. В юго-восточной треугольной в плане ступени, занимающей район дельты Роны, — впадине Камарг — фундамент опущен еще глубже, до 6—8 км. С востока впадина Камарг ограничена менее крупными долготными сбросами, но отдельные менее глубокие ответвления Нижнеронской впадины проникают далеко к востоку, до подножий Провансальских Альп.

Олигоцен в Нижнеронской впадине представлен озерно-лагунными осадками, а в раннем миоцене — в бурдигальском веке в Ронскую зону впадин проникли воды Средиземного моря. Накопление мелководноморских отложений молассового типа продолжалось в Нижнеронской впадине в среднем миоцене (гельвет, ранний тортон), сменившись в позднем тортоне аллювиально-озерным режимом. В конце миоцена (в мессинии) в связи с изоляцией и резким падением уровня Средиземноморского бассейна произошло глубокое врезание долины палео-Роны, за которым в начале плиоцена (5,5 млн. лет назад) последовало вторжение океанических вод в пределы Средиземноморского бассейна и внезапная плезанская трансгрессия; море вновь затопило Камаргскую впадину и глубоко ингрессировало по долине палео-Роны до Лиона. В конце плиоцена морские осадки сменяются континентальными, но погружение в Камарге продолжается до настоящего времени. Мощность плиоцен-четвертичного комплекса в низовьях Роны достигает 1—1,5 км. Вдоль западного края Нижнеронской впадины на рубеже плиоцена и антропогена возникла цепь щелочно-базальтовых вулканов Нижнего Ланге-дока, «насаженная» на зону меридионального разлома.

Система поднятий и грабенообразных впадин Центрального Французского массива (Chenevoy, 1974), как и Ронская зона грабенов, начала формироваться в олигоцене. Дифференциальные поднятия по разломам долготного, северо-западного и северо-восточного простираения, в основном наследующим древние ослабленные зоны, прервали формирование раннепалеогенового пенеплена и обособили ряд субмеридиональных грабенов в северо-восточной части массива. Грабены образуют две зоны (см. рис. 32): 1) Восточная, Верхнелуарская зона состоит из трех четковидно расположенных впадин (с севера на юг) — одностороннего грабена Роанн, грабена Форез и одностороннего грабена Эмблав-Пюи; 2) Западная — Лиманьская зона включает наиболее обширный и глубокий асимметричный грабен Лимань и ряд узких приразломных впадин северо-западного простираения к югу от него. Зоны грабенов разделяются поднятием Форез, а на севере в районе Мулэн — Невер сливаются в единую широкую, но неглубокую впадину. Формирование впадин в основном относится к олигоцену, когда в них накапливались толщи аллювиальных, озерных и лагунных (местами с прослоями морских) отложений — глин, мергелей, известняков, гипсов, а в краевых зонах — также грубообломочных осадков. Их суммарная мощность колеблется от нескольких сотен метров до 1 км и даже до 2,5 км в западной части

грабена Лимань близ Клермон-Феррана. Опускания впадин, происшедшие в олигоцене, по-видимому, не вполне компенсировались воздыманием обрамляющих их зон поднятий. Напротив, в неоген-четвертичное время погружения во впадинах почти или полностью прекратились, и они были в той или иной мере вовлечены в общее постепенно усиливавшееся новейшее сводово-глыбовое воздымание Центрального Французского массива, амплитуда которого в восточной, центральной и южной частях массива достигает 1—1,5 км, а в западной части постепенно снижается до нескольких сотен метров. Тектоническая активизация сопровождалась мощными и многократными проявлениями наземного щелочно-базальтового вулканизма, которые в основном контролировались разломами и трещинами северо-западного и долготного простирания, пересекающими центральную, юго-восточную и в меньшей степени южную часть массива. Извержения (во впадинах Лимань и Форез и обрамляющих их с запада поднятиях) начались в олигоцене, они усилились в миоцене, достигли максимальной силы и площадного распространения в плиоцене, а местами продолжались вплоть до голоцена (меридиональная цепь вулканов Пюи близ западного борта грабена Лимань). Наряду с извержениями ареального и трещинного типа, дававшими потоки и выбросы продуктов субщелочного (оливин-базальтового, трахитового), реже щелочного состава (нефелиниты, мелилититы и др.), в миоцене к юго-западу от впадины Лимань возникли огромные сложно построенные стратовулканы Канталь и Мон-Дор, первый из которых продолжал действовать до конца плиоцена, а второй — до начала голоцена. Для них характерно разнообразие магматических пород (базальты, андезиты, трахиты, феолиты, риолиты и их пирокластиты, субвулканические интрузии габброидов, монзонитов); они являются продуктами длительно развивавшихся очагов глубинной оливин-базальтовой магмы, контаминированной коровым материалом, а частично, возможно, также и анатектических коровых очагов. Развитие обоих вулканов сопровождалось вулcano-тектоническими проседаниями. Эти огромные вулканы приурочены к центральной, наиболее приподнятой части Центрального Французского массива. Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное в пределах впадины Лимань и смежных участков Центрального Французского массива (Hirn, Peggier, 1974), показало присутствие под этой областью вулканизма и сводового поднятия в основании коры на глубине 23—24 км кровли слоя, характеризующегося в верхней своей части скоростью продольных волн 7,2—7,4 км/с, которая на глубине 45 км возрастает до 8,3—8,4 км/с. В западной и восточной частях массива линза разуплотненного мантийного материала (?) выклинивается; поверхность Мохо залегает здесь на глубинах 28—30 км, а скорости ниже этой границы составляют 8,2 км/с. Наличие этой «подушки» в основании коры под впадиной Лимань позволяет предполагать сходство глубинного механизма формирования молодых структур Центрального массива и Верхнерейнской рифтовой зоны.

САРДИНСКИЙ СЕГМЕНТ

Непосредственное продолжение Рейнско-Ливийского рифтового пояса к югу от берегов Франции, в пределах глубоководного Алжиро-Прованского бассейна пока не прослежено, хотя некоторые исследователи, например Л. Гланжо, по сейсмическим данным предполагают наличие в Лигурийском море, к северо-западу от Корсики, погребенного под новейшими осадками грабена юго-западного простирания, к которому приурочен ряд диапировых структур с ядрами из триасовой или, скорее, миоценовой соли. Существует также предположение, что плита Корсики и Сардинии до конца эоцена была вытянута в юго-западном направлении и располагалась между современными Балеарскими островами и

Лигурийским морем, а начиная с олигоцена испытала вращение против часовой стрелки и приняла современную меридиональную ориентировку. В этой концепции северная половина Алжиро-Прованского бассейна рассматривается как своеобразный «вращательный» рифт (Vogt e. a., 1971), выклинивающийся на северо-востоке и широко раскрывающийся к юго-западу. В пользу гипотезы о раздвиге и новообразовании океанической коры между Сардинией и Корсикой и южным побережьем Франции говорят палеомагнитные данные, а также сходство палеозойских образований этих островов и пород палеозойского фундамента, вскрытых бурением на дне Лионского залива под чехлом плиоценовых осадков. Однако рисунок магнитного поля в Лигурийском море и Алжиро-Прованском бассейне мало согласуется с этой гипотезой: здесь не обнаружено продольной или веерообразной полосчатости аномалий, а в Лигурийском море выявлена узкая линейная зона магнитного максимума юго-восточного простиранья, вытянутая поперечно к оси предполагаемого рифта.

Сардиния, как и большая часть Корсики, представляет приподнятый эпигерцинский массив, почти со всех сторон, обрамленный глубокоководными впадинами Средиземного и Тирренского морей с субокеанической корой. Тектоническая природа этого массива недостаточно ясна; во всяком случае, он не может считаться типичным срединным массивом, так как не лежит между главными зонами альпийских складчато-покровных сооружений, а служит «рамой» для одной из подобных зон (Восточно-Корсиканской), надвинутой на него с востока. Фундамент массива, сложенный метаморфизованными палеозойскими и допалеозойскими породами, прорванными герцинскими гранитоидами, частично перекрыт нескладчатым мезо-кайнозойским чехлом. В состав его наряду с осадочными образованиями входят, в частности, мощные толщи продуктов позднекайнозойских извержений. Они выполняют глубокий (до 2 км) ступенчатый грабен Кампидано (Vardabasso, 1963) шириной 40—50 км. Он пересекает в долготном направлении западную часть Сардинии, а на юге острова несколько суживается и приобретает юго-восточное простиранье. Грабен обрамлен с востока одним крупным горстом, приподнятым до 1—1,2 км, и несколькими более мелкими горстами на западе. В разные стороны от него отходит ряд узких поперечных и диагональных грабенов. Разломы в этой системе глыбовых структур имеют долготное, юго-юго-восточное и юго-восточное, а также северо-западное простиранье.

Большая часть вулканитов, выполняющих грабен Кампидано, относится к олигоцену и нижнему миоцену и представлена эффузивами и пирокластолитами преимущественно кислого состава, иногда с несколько повышенной щелочностью (липариты, комендиты, трахиты, реже андезиты); широко распространены игнимбриты. Большие объемы кислого вулканического материала (несколько тысяч кубических километров), выделяющие Сардинский сегмент среди большинства других сегментов Рейнско-Ливийского рифтового пояса, связываются с существенной контаминацией глубинной магмы коровым материалом или возникновением внутрикоровых магматических очагов. Среднему миоцену отвечает временное затухание вулканической деятельности, но в позднем миоцене она вновь возобновилась и продолжалась в плиоцене, когда в грабене Кампидано возникло несколько крупных вулканов, извергавших продукты трахитового, базальтового и фанолитового состава. В плейстоцене произошли излияния базальтов на восточном побережье Сардинии. Формирование грабена в основном происходило в олигоцене — раннем миоцене, но продолжалось в плиоцене. Две эпохи вулканизма и развития сбросов разделены периодом главных складко- и покровообразовательных движений в прилегающих к Сардинии с юга и юго-востока альпийских сооружениях Телльского Атласа и Северной Сицилии.

Сицилийско-Тунисский сегмент рифтового пояса пересекает южные складчато-покровные зоны Средиземноморского эпигеосинклинального орогенического пояса, выступающие на поверхности в Северной Сицилии и Северном Тунисе, прилегающие к ним с юга краевые прогибы, а также глубоко опущенную эпибайкальскую плиту Рагуза — Мальта на востоке и систему складок (?) платформенного чехла (Тунисский Атлас) на западе. Между этими сооружениями на юго-восточном продолжении Сардинского грабена, в пределах Тунисско-Сицилийского мелко-водного порога лежит система молодых глыбовых структур — грабенов и горстов юго-восточного простирания, которые пересекаются также рядом поперечных разломов северо-восточного направления. Структура этой системы разломов отчетливо читается на батиметрических картах Средиземного моря, согласуется с позицией и особенностями строения отдельных островов тектонического и вулканического происхождения и подводных вулканов и подтверждается детальными геофизическими, в частности, сейсмоакустическими исследованиями (Zarudzki, 1972).

Центральное положение в этой рифтовой системе занимают три грабена, ограниченные ступенчатыми сбросами, выраженные в рельефе дна в виде линейно вытянутых, замкнутых крутосклонных котловин глубиной до 1—1,5 км. Мощность осадков в них составляет 1—3 км. Грабены разделены горстовыми поднятиями, в которых глубины дна составляют 500—800 м. Самый протяженный (свыше 200 км) и широкий (25—30 км) Пантеллерийский грабен осложнен небольшим внутренним поднятием, к которому приурочен позднечетвертичный вулканический массив о-ва Пантеллерия. Этот вулкан, образованный кислыми субщелочными лавами, туфами и игнимбритами (пантеллериты, натровые трахиты), а также более поздними липаритами и небольшими потоками базальтов, осложнен кальдерой и разбит сбросами. Ныне он находится на фумарольной стадии.

На юго-востоке к Пантеллерийскому грабену кулисно примыкает более короткий (50—60 км) и узкий (15—25 см) Линозский. Близ его юго-западного борта расположен вулканический о-в Линоза, в строении которого принимают участие основные щелочные породы, переходные между трахибазальтами и тефритами, — линозиты. Севернее, также кулисно относительно Пантеллерийского грабена простирается Мальтийский грабен длиной свыше 150 км и шириной 15—20 км. Всем этим грабенам, кроме юго-восточной части Мальтийского, отвечают положительные гравияномалии (до +60—90 мгл в редукции Буге), вероятно, вызывающие на утоньшение коры и ее промежуточный характер. Острова Пантеллерия и Линоза и область между ними к северу от Пантеллерии характеризуются наличием резких локальных положительных магнитных аномалий, вызванных, вероятно, влиянием дайкообразных тел магматических пород, внедрившихся по зонам разломов, а также ряда наземных и подводных вулканов. Главная система разломов и трещин, контролировавших вулканические извержения и определяющих рисунок магнитных аномалий, простирается в юго-восточном направлении (Zarudzki, 1972). С северо-востока к Мальтийскому грабену примыкает поднятие Мадрепоровой банки с глубиной дна 200—500 м, представляющее свод, сильно разбитый многочисленными продольными и поперечными сбросами. Еще северо-восточнее расположен относительно широкий асимметричный прогиб или односторонний грабен Гела с глубинами дна до 500—800 м и мощностью осадков свыше 2 км. В юго-восточном направлении две последние зоны испытывают значительное воздымание (в частности, на юго-восточном окончании поднятия Мадрепоровой банки расположены острова Гоцо и Мальта), на среднем участке они наиболее погружены и разбиты поперечными разломами, а северо-западнее

вновь испытывают положительную ундуляцию. На среднем и северо-западном участках этих зон (восточнее, северо-восточнее и севернее Пантеллерии) расположено более десяти подводных вулканов, многие из которых на протяжении двух последних тысячелетий проявили значительную активность. Длина всей Пантеллерийско-Мальтийской системы грабенов и горстов — около 400 км; ширина ее увеличивается к юго-востоку от 100 до 150 км. С северо-востока она ограничена Сицилийским блоком с корой континентального типа (мощностью 25—38 км), а с юго-запада — обширным Керкенйским платформенным поднятием, занимающим широкий шельф с рядом мелких островов (Лампедуза, Керкена и др.) у берегов Туниса. Через всю территорию Туниса прослеживается субмеридиональная система асимметричных молодых впадин и грабенов, ограниченных по западному борту сбросами и флексурами. К западу от нее расположена эпиплатформенная складчатая зона Тунисского Атласа, состоящая из складок северо-восточного простирания, сформированных в миоцене и позднем плиоцене. На нее наложена система поперечных грабенов северо-западного простирания, частично заложённых еще в миоцене, но в основном сформировавшихся в четвертичное время (Бюролле, 1973). Такое же направление имеет и крупный поперечный сброс Гафса на юге Тунисского Атласа. Все эти структуры, как и совпадающие с ними по простиранию грабены и горсты Тунисско-Сицилийского пролива, справедливо рассматриваются некоторыми исследователями (Бюролле, 1973; Dubourdieu, 1962) как различные элементы единой системы деформаций растяжения северной периферии Африки.

К востоку от Пантеллерийско-Мальтийской зоны грабенов и горстов под углом к ней простирается субмеридиональная вулканическая зона, к которой принадлежат районы современных и древних базальтовых извержений Восточной Сицилии (Этна, Иблеа) и вулканы Липарских островов. Еще восточнее расположен субмеридиональный Мессинский грабен, а к югу от него проходит резкая западная граница глубоководной впадины Ионического моря. Восточно-Сицилийская вулканическая зона и Мессинский грабен пересекают широтную зону миоценовых складчато-покровных структур Северной Сицилии, подобно тому, как Пантеллерийско-Мальтийская система грабенов и горстов «перерезает» западное продолжение той же зоны между Сицилией и Тунисом. Некоторое несоответствие во взаимном расположении миоценовых складчато-покровных структур восточного окончания Телльского Атласа и Северной Сицилии позволяет предполагать, что в системе разломов Тунисско-го пролива имели место не только сбросо-раздвиговые, но и правосдвиговые деформации. Основная эпоха грабенообразования и вулканизма, создавшая Пантеллерийско-Мальтийскую систему грабенов и горстов в ее современном виде (а также грабены Туниса и Мессинский) — моложе складчато-покровных структур Телльского Атласа — Сицилии, относится к концу плиоцена — антропогену и еще не закончилось*, тогда как основная эпоха грабенообразования и вулканизма в Сардинском грабене, лежащем на продолжении этой системы грабенов, значительно древнее (олигоцен — ранний миоцен) и предшествует главным складчато-покровным деформациям Телля — Сицилии, имевшим место в среднем миоцене. Следовательно, в Сардино-Тунисско-Сицилийском районе, где пересекаются рифтовая и геосинклинально-складчатая зоны, мы встречаемся с попеременными проявлениями горизонтального растяжения в юго-запад — северо-восточном и широтном направлениях, с ко-

* Это не исключает того, что разломы Пантеллерийско-Мальтийской зоны могут иметь значительно более древнее заложение и что мы наблюдаем лишь результат последних блоковых движений в этой зоне.

торами связаны и вулканические извержения (олигоцен — ранний миоцен, конец миоцена — антропоген), и сжатия в северо-северо-западном — юго-юго-восточном и долготном направлении (средний миоцен).

ЛИВИЙСКИЙ СЕГМЕНТ

Южнее Рейнско-Ливийский рифтовый пояс входит в пределы древней Африканской платформы и пересекает Сахарскую плиту, выходя на юге к Гвинейскому заливу. Рифтовые структуры и сопряженные с ними проявления вулканизма в северной части Сахарской плиты имеют кайнозойский, а в южной — преимущественно позднемезозойский возраст (Нигерская рифтовая система). И те, и другие приурочены к Ливийско-Нигерийскому поясу позднепротерозойской складчатости или тектономагматической активизации (Хаин, 1971), разделяющему древние Западно- и Центральнo-Африканский массивы. Таким образом, характер соотношений со структурами фундамента в южной части Рейнско-Ливийского рифтового пояса аналогичен таковому Африкано-Аравийского рифтового пояса.

Ливийский сегмент Рейнско-Ливийского пояса, пересекающий северную часть Сахарской плиты, в основном приурочен к западному борту и крылу мел-кайнозойской синеклизы Сирта и к расположенному южнее своду Тибести. Кайнозойский рифтогенез в Ливийском сегменте выражен в образовании нескольких кулисно расположенных грабенов и односторонних грабенов юго-юго-восточного простирания в Триполитании, к югу от зал. Сидра (Б. Сырт) Средиземного моря. Глыбовые подвижки, приведшие к их формированию, происходили с позднего мела до миоцена (Klitzsch, 1970), и их суммарная амплитуда по некоторым разломам достигает 1—1,8 км. Наиболее крупным элементом этой системы впадин является грабен Хон (Миссурата, Бу-Нгем) длиной 260 км и шириной 40—60 км; восточнее параллельно ему простираются более короткие и менее глубокие грабены Зелла, Талах и несколько более мелких зон разломов и флексур (Klitzsch, 1970). В миоцене подвижки по разломам постепенно прекращаются. К югу от 27° с. ш. синеклиза Сирт отделяется на западе от более древней синеклизы Мурзук узким валообразным поднятием юго-юго-западного простирания Джебель бен Гиема, представляющим один из северных отрогов массива Тибести. Это поднятие рассечено зоной продольных разломов, также подновленной в кайнозое.

Мощные вулканические извержения, охватившие приблизительно ту же зону юго-юго-восточного простирания в неогене и антропогене, происходили в пяти основных районах, образующих прерывистую цепочку общей длиной около 1500 км между побережьем Средиземного моря близ Триполи и нагорьем Тибести (с севера на юг): Гариан, Эс-Сода (между этими районами простирается грабен Хон), Харудж, Эгей и Тибести. Общая площадь вулканитов в этих районах превышает 100 000 км² (Klitzsch, 1970). В первых четырех районах распространены почти исключительно оливиновые базальты: они слагают обширные многоярусные покровы, образованные в результате трещинных излияний и деятельности отдельных центральных вулканов, часть из которых хорошо сохранилась; ничтожную роль играют трахиты и фонолиты. Наиболее древний (миоценовый) возраст установлен для лав района Эс-Сода. Базальты самого обширного (45 000 км²) поля Харудж моложе и относятся к плиоцену, плейстоцену и голоцену.

Самый южный вулканический район Тибести резко отличается от более северных сложностью истории вулканизма, гораздо большим разнообразием продуктов извержений и контрастностью их состава (Vincent, 1970). Они представлены неоднократно чередующимися в разрезе основными (базальты, андезито-базальты) и кислыми породами (липа-

риты, комендиты, главным образом, в виде игнимбритов) при незначительной роли пород среднего состава (андезиты, трахиандезиты, трахиты, фонолиты). В каждой из этих групп пород различной кислотности присутствуют продукты, принадлежащие как к известково-щелочной, так и к щелочной серии. Возможно, это свидетельствует о попеременном питании вулканов Тибести из магматических очагов разной глубинности. В пределах Тибести имеется ряд крупных, длительно действующих вулканов центрального типа, развитие которых сопровождалось формированием кальдер. Извержения начались в конце палеогена или начале миоцена и продолжались до голоцена; ныне сохраняется лишь фумарольная активность. Большинство вулканов Тибести приурочено к широтно вытянутой зоне, поперечной к долготному простиранию структур докембрийского фундамента.

Различия в составе новейших вулканитов Тибести и более северных районов Ливии, очевидно, находятся в связи с иным характером тектонической структуры и позднекайнозойских движений этих районов. Тибести, подобно Ахаггарскому и Дарфурскому массивам, представляет длительно существующий щитообразный выступ докембрийского фундамента, испытавший в неогене — антропогене значительное (до 1 км) сводовое воздымание, сопровождавшееся разнообразным и контрастным по составу продуктов вулканизмом; этот тектоно-магматический процесс можно рассматривать как начальную стадию эпиплатформенного сводово-вулканического рифтогенеза. Напротив, излияния базальтов в более северных районах происходили в пределах плиты — в прибортовых и отчасти внутренних участках кайнозойской синеклизы Сирта, после прекращения подвижек в Северо-Ливийских грабенах и, по-видимому, не сопровождались дифференцированными поднятиями этих участков.

ЧАД-КАМЕРУНСКИЙ СЕГМЕНТ

В самой южной части Рейнско-Ливийского пояса наиболее значительные проявления рифтогенеза относятся к меловому периоду, когда к северу и северо-востоку от Гвинейского залива сформировалась разветвленная Нигерская, или Западно-Африканская рифтовая система, состоящая из большого числа грабенов юго-западного и северо-западного простирания. В обширной кайнозойской синеклизе Чад, под чехлом верхнеплиоценовых — четвертичных континентальных осадков мощностью до 0,6—1 км, скрыты узкие и глубокие (до 2—3 км) грабенообразные впадины, вероятно, возникшие в меловое время, но, возможно, продолжавшие развиваться в кайнозое. Одна из них направляется от района современного оз. Чад к северо-западу, а другая следует под прямым углом к ней на юго-запад, кулисно подставляясь или сочленяясь с меловым грабеном Бенуэ. В неогене в грабене Бенуэ вулканическая деятельность вновь оживилась: здесь установлены миоценовые (22—11 млн. лет) субвулканические тела трахитового и фонолитового состава и остатки вулканов и потоков базальтов с возрастом от 7 млн. лет до четвертичного.

По обе стороны от грабена Бенуэ в неоген-четвертичное время началось или, скорее, возобновилось воздымание сводовых и сводово-глыбовых поднятий докембрийского фундамента, также сопровождавшееся активизацией вулканической деятельности. К северо-западу от грабена в пределах сводового поднятия плато Джос в плиоцене происходили извержения базальтов. Сводово-глыбовое Камерунское поднятие, расположенное к юго-востоку от грабена Бенуэ параллельно ему, отличается большей площадью и амплитудой новейшего воздымания (до 2 км), а также большей длительностью и интенсивностью вулканического процесса. Его наиболее ранние проявления, согласно Р. Фюрону (Furon,

1960), относятся еще к позднему мелу и палеогену. Извержения происходили в позднем миоцене, плиоцене и антропогене на нескольких участках осевой зоны растущего Камерунского свода, в том числе на огромном вулкане Камерун, где они продолжают до наших дней (последнее извержение было в 1959 г.). Продукты позднекайнозойских извержений Камерунской области (базальты, нефелиниты, андезиты, трахиты, фонолиты, риолиты) относятся как к известково-щелочному и субщелочному, так и к щелочному ряду. В юго-западной части Камерунского свода центры извержений приурочены к зоне разломов и трещин юго-западного простирания, уходящей в пределы Гвинейского залива в виде цепочки вулканических островов Фернандо-По, Принсипе, Сан-Томе, Аннобон.

БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

Байкальский позднекайнозойский эпиплатформенный рифтовый пояс в Восточной Сибири (рис. 35) непосредственно не связан в пространстве с мировой системой океанических рифтовых зон и слепо затухает на

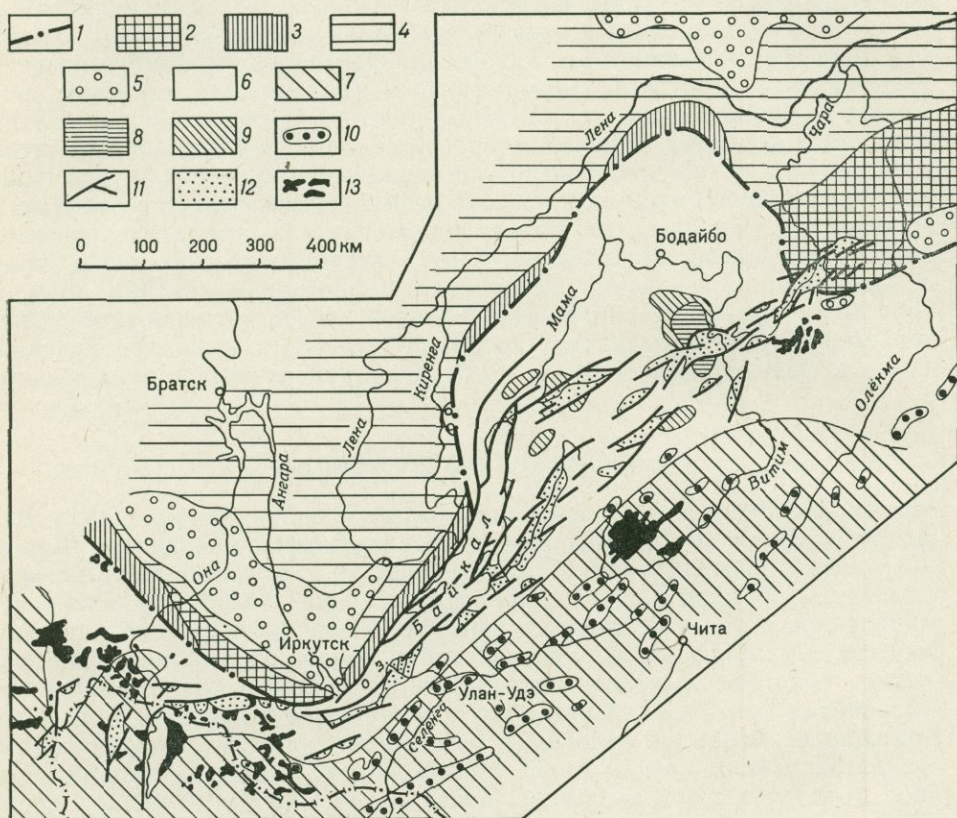


Рис. 35. Схема размещения кайнозойских и мезозойских впадин в структуре южной части Восточной Сибири. Составил Н. А. Логачев (1974 г.)

Сибирская платформа: 1 — главные ограничения платформы; 2 — выступы архейского цоколя; 3 — выступы протерозойско-рифейских образований; 4 — раннепалеозойский чехол; 5 — юрские предгорные прогибы; Саяно-Байкальская складчатая область: 6 — байкалиды; 7 — ранние каледониды; 8 — позднеархейско-раннепротерозойские выступы внутри байкалид; 9 — раннекаледонские прогибы внутри байкалид; 10 — позднемезозойские впадины; 11 — крупные кайнозойские разломы; 12 — впадины Байкальской рифтовой зоны; 13 — кайнозойские базальты

обоих своих концах. По длине (около 2500 км) и интенсивности проявлений вулканизма Байкальский пояс существенно уступает Рейнско-Ливийскому и тем более Африкано-Аравийскому и отличается от них большей однородностью своего фундамента и большим единообразием строения и развития позднекайнозойских рифтогенных структур, в основном принадлежащих к «щелевому типу». Среди них выделяется группа взаимосвязанных грабенов, образующих уникальную по своей протяженности (800 км) и глубине (до 5—7 км) рифтовую впадину Байкала.

Котловина оз. Байкал явилась первой структурой рифтового типа, привлекавшей внимание многих исследователей. В последние десятилетия, по мере расширения и углубления геоморфологических, геологических и геофизических знаний о строении и развитии Байкальской системы впадин, она служила одним из основных природных объектов, на которых проверялись и совершенствовались представления о континентальном рифтогенезе. По степени изученности Байкальский рифтовый пояс уступает лишь некоторым грабенам Рейнско-Ливийского пояса в пределах Западной Европы. Литература, посвященная различным вопросам его строения и развития, обширна. Из наиболее важных работ последнего времени следует упомянуть труды Н. А. Флоренсова, В. В. Ламакина, В. П. Солоненко, Н. А. Логачева, И. В. Белова, Б. Ф. Лута, С. И. Шермана, Д. В. Лопатина, А. И. Музиса, А. Ф. Грачева, Ю. А. Зорина, Л. А. Мишариной, Е. А. Любимовой, а также несколько сборников и коллективных монографий («Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья», 1966; «Байкальский рифт», 1968; «Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья», 1968; «Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны», 1973).

В плане Байкальский рифтовый пояс имеет вид полосы шириной от 100—200 км в средней части до 500 км близ своих юго-западного и северо-восточного окончаний. Если северо-западная граница пояса и его северо-восточный конец устанавливаются достаточно четко, то положение его юго-восточного края и пределы распространения пояса к юго-западу менее определены и намечаются разными исследователями по-разному. При общем северо-восточном простирании пояс S-образно изгибается. Несколько условно в нем можно наметить следующие сегменты:

1) юго-западный, или Хубсугул-Тункинский, для которого характерно сочетание впадин субмеридионального и субширотного простирания и широкое развитие вулканизма;

2) центральный, или Байкало-Баргузинский, с наиболее глубокими грабенами северо-восточного простирания и отсутствием вулканических проявлений;

3) северо-восточный, или Станового нагорья (Чарско-Муйский) с впадинами субширотного и восток-северо-восточного простирания и локальными проявлениями вулканизма.

В структурном отношении Байкальский рифтовый пояс в основном приурочен к одноименной складчатой области, прилегающей с юга к древней (добайкальской) Сибирской платформе и частично вдающейся в нее между так называемым «Иркутским амфитеатром» на западе и Алданским щитом и зоной Станового хребта на востоке, и лишь в крайней северо-восточной части этот пояс проникает в пределы западной части Алданского щита. Байкальская складчатая область, в основном сложенная мощными ниже- и верхнепротерозойскими осадочными и вулканогенными образованиями и ограниченная с юга раннепалеозойскими складчатыми сооружениями (салаиридами и каледонидами), как известно, послужила А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому тектонотипом для выделения байкальской эпохи складчатости. Северо-западная граница Байкальской складчатой области с Сибирской платформой проходит вдоль узкого Северо-Байкальского краевого вулканического пояса, сложенного вулканитами среднепротерозойского возраста. Большинство современных исследователей рассматривают Байкальскую складчатую область в качестве типичных байкалид, завершивших геосинклинальный этап своего развития, переживших главные складчатые деформации и прорванных огромными гранитными батолитами перед кембрием (Салоп, 1967) или перед вендом (Клитин и др., 1970). В пределах байкалид выделяются внутренняя (южная) эпизеогосинклинальная зона, в которой завершающая складчатость, возможно, задержалась до среднего кембрия, и внешняя (северная) — Патомская зона, возник-

шая на месте позднепротерозойской многоэпизодической или даже перикратонной прогиба Сибирской платформы, переработанного байкальской складчатостью. Эти зоны разделены довольно узкой, дугообразно-выпуклой к северу зоной Байкало-Витимского поднятия, в пределах которой, в частности, присутствуют выступы архейского основания — Байкальская и Муйская глыбы. Байкало-Витимское поднятие связано с крупной древней зоной разломов (или тектоническим швом, заложенной еще в раннем протерозое) и продолжавшей развиваться до настоящего времени. В венде зона Байкало-Витимского поднятия, во всяком случае, ее часть, лежащая к северо-востоку от Байкала, подверглась раздроблению, и на нее был наложен ряд глубоких и узких впадин, заполненных очень мощными (до 5—10 км) отложениями венда — низов среднего кембрия, в нижней своей части молассоподобными песчано-конгломератовыми, а в верхней — карбонатными (Салоп, 1967; Клитин и др., 1970). Эти образования рассматриваются К. А. Клитиним и другими как орогенный комплекс байкалид, а выполняющие их впадины (Холоднинская, Ангара-Мамская, Средне-Витимская, Талоинская и др.) — как внутренние или межгорные. Возможно, что аналогичные небольшие впадины погребены и под кайнозойскими отложениями Байкальской котловины. Расположение впадин контролируется древним структурным планом их фундамента. Как правило, они представляют собой грабены или односторонние грабены, ограниченные и рассеченные крупными сбросами и взбросами, а складчатые формы вендско-кембрийского комплекса имеют в этих грабенах приразломный характер (Салоп, 1967).

Согласно В. В. Архангельской (1972), вендско-кембрийские приразломные впадины Байкало-Витимской зоны представляют собой древние структуры рифтового типа, а сама эта зона является частью Байкало-Становой ослабленной области или зоны, в которой рифтоподобные структуры возникали и развивались с протерозоя до современности. Во всяком случае, эти древние грабенообразные впадины приурочены к той же тектонической зоне, что и ряд кайнозойских впадин рифтового типа (южная и северная впадины Байкала, Верхнеангарская, Муйская), и в определенной мере могут рассматриваться как их далекие «предшественники». Однако в них наблюдаются не только признаки растяжения, вероятно, сопутствовавшего ранним стадиям их формирования, но и более позднего умеренного сжатия. В этой же зоне размещены многочисленные верхнепалеозойские (250—300 млн. лет, Жидков, 1961) щелочные массивы центрального типа сыннырского комплекса (кальсилитовые и нефелиновые сиениты), а также отдельные массивы гранитоидов, приуроченные к раннепалеозойским грабенам и их бортам к северо-востоку от оконечности Байкала (Архангельская, 1972).

В более восточной части Байкало-Становой ослабленной области мы наблюдаем сочетание приразломных впадин и щелочных интрузий мезозойского возраста. В зоне сочленения поднятия Станового хребта и Алданского щита и в южной части последнего распространен ряд глубоких широтных впадин типа асимметричных и односторонних грабенов, выполненных юрскими отложениями мощностью до нескольких километров. По-видимому, первоначально они развивались как структуры растяжения рифтового типа (Южно-Якутский рифт, по М. И. Ициксону и Л. И. Красному, 1970), а впоследствии подверглись сжатию и в современной структуре ограничены с юга взбросами и даже пологими надвигами. К концу юры и раннему мелу относится формирование на Алданском щите интрузий щелочных, нефелиновых сиенитов и связанных с ними граносиенитов и гранит-порфиров, а также гранитоидных массивов в зоне Станового поднятия. В западной части Байкальского рифтового пояса проявления мезозойского магматизма и грабенообразования не известны, но некоторые исследователи допускают возможность су-

уществования юрских образований под южной частью депрессии Байкала. В пользу этого говорит «уход» под воды Байкала юрских отложений Иркутской впадины и присутствие выходов в дельте Селенги. Правда, основная ось Иркутской впадины вытянута почти перпендикулярно к кайнозойскому Байкальскому грабену, но ее северные ответвления имеют байкальское простираание, и одно из них может существовать под южной частью Байкала. С юга восточная часть Иркутской впадины ограничена Ангарским надвигом, возможно, представляющим вместе с надвигами на южном краю Алданского щита фрагменты единой системы позднемезозойских надвигов (Боголепов, 1964).

Примыкающая к Байкальской складчатой области с юга Западно-Забайкальская область каледонид отличается большим своеобразием строения и геологической истории. Ее домезозойское основание почти целиком сложено каледонскими гранитоидами, а мезозойская структура выражена в виде многочисленных узких линейно вытянутых асимметричных впадин (грабенов и односторонних грабенов), чередующихся с линейными поднятиями (Флоренсов, 1960), которые возникли на теле огромного Селенгино-Витимо-Ингодинского свода (Соловьев, 1968). Рост этого свода сопровождался сперва извержениями вулканитов известково-щелочного ряда (позднетриасовая базальт-андезит-липаритовая формация), а затем вулканитов трахиандезитового (юра) и трахибазальтового состава (ранний мел), которые накапливались совместно с континентальными терригенными и угленосными осадками в грабенах, углублявшихся по мере воздымания свода. Мощность вулканогенно-осадочного мезозоя достигает во впадинах 3 км. В заключительную фазу своего развития, в конце раннего мела, грабенообразные впадины Западного Забайкалья, по-видимому, развивавшиеся до этого как структуры растяжения (судя по приуроченности к ним магмовыводящих разломов), подверглись боковому сжатию и были срезаны взбросо-надвигами с перемещением масс к северо-западу, т. е. в сторону Байкальской области.

Таким образом, в пределах Байкальского рифтового пояса, а также на его восточном продолжении и непосредственно к югу от него, начиная с конца протерозоя до мезозоя, мы наблюдаем по крайней мере две стадии формирования грабенообразных впадин (в венде — кембрий и юре — начале мела) на фоне роста крупных сводовых (?) поднятий, а также находящиеся в пространственной и генетической связи с этими процессами проявления щелочного и известково-щелочного магматизма (в позднем палеозое и позднем мезозое), причем эти тектонические и магматические явления как бы «блуждают» по этой обширной территории. Как вендско-кембрийские, так и мезозойские грабенообразные впадины Байкало-Витимской, Южно-Алданской зон и Западного Забайкалья по ряду признаков (форма в плане, глубина, приуроченность к крупной зоне поднятий, взаиморасположение, ориентировка) напоминают кайнозойские грабены Байкальского пояса и по своему происхождению родственны им. С рифтовыми зонами их сближают и проявления палеозойского и мезозойского щелочного магматизма в Байкало-Витимском и Алданском районах. Однако эти впадины существенно отличаются от типичных рифтовых структур явными признаками деформаций сжатия на завершающих стадиях их формирования. Широкое развитие кислых интрузивных и эффузивных мезозойских образований в Западном Забайкалье и ассоциация палеозойских и мезозойских щелочных пород с гранитоидами в более северных зонах также не свойственны зонам сводового поднятия и раздробления, не сопровождавшегося существенным растяжением.

К середине мела сводово-глыбовые деформации в пределах Байкальской области и зон, прилегающих к ней с юга и с востока, прекраща-

ются, за исключением развития в позднемеловое время единичных узких, сравнительно неглубоких депрессий (Еравнинская впадина), приуроченных к границе областей мезозойского Западно-Забайкальского и кайнозойского Байкальского сводовых поднятий (Дегтярева, 1972; Логачев, 1968). Снижение тектонической активности и затухание дифференциальных движений в конце мела — эоцена привело к выравниванию рельефа и возникновению на территории Байкальской области региональной зрелой коры выветривания.

Формирование структур позднекайнозойского Байкальского рифтового пояса в целом начинается в олигоцене и продолжается до настоящего времени (Логачев, 1968; Флоренсов, 1968). Однако если в его средней и юго-западной части погружение впадин началось в олигоцене или даже в плейстоцене, мощность рифтогенного комплекса в наиболее крупных и относительно древних впадинах достигает 2,5—3 км (Тункинская, Баргузинская) и даже 5—6 км (Южно-Байкальская). В восходящем разрезе этого комплекса по литологическому составу и генезису отложений выделяются две части, которые Н. А. Логачев (1968) рассматривает соответственно как молассоидную (олигоцен — нижний плиоцен) и собственно молассовую формацию (верхний плиоцен — антропоген). Нижняя часть разреза представлена континентальными отложениями озерного, болотного и аллювиального генезиса — преимущественно алевритами и глинами, а также песчаниками, с пластами и линзами глинистых и песчаных известняков, мергелей, диатомитов и бурых углей (в периферических зонах впадин). Отсутствие грубообломочных пород, олиго- или мезомиктовый состав кластического материала, средняя или хорошая его отсортированность, окатанность и другие признаки свидетельствуют об относительной вялости тектонических движений, компенсированности погружения впадин, малой расчлененности рельефа и обрамляющих их возвышенностей, высоты которых вряд ли превосходили 0,5 км. Их умеренное поднятие в основном компенсировалось денудацией, и горный рельеф не возникал.

Верхняя часть разреза характеризуется большим генетическим и литологическим разнообразием. Эта собственно молассовая формация представлена сочетанием озерных, речных, пролювиальных, гравитационных, флювиогляциальных, ледниковых образований. В составе ее господствуют терригенные отложения — от глыбовых и галечно-валунных по периферии впадин до песчаных и алеврито-глинистых в их центральных участках. Появление и широкое развитие грубообломочных образований отражает возникновение горного рельефа в непосредственном обрамлении котловин, связанное с быстрым ростом краевых поднятий, лишь частично компенсируемым денудацией, и также быстрым и в ряде случаев некомпенсированным погружением впадин, приводящим к формированию глубоководных озер. Переход от относительно теплого климата, существовавшего в плиоцене, к более суровому в антропогене отразился на вертикальном разрезе формации в смене преимущественно красноцветных осадков («охристая подформация») сероцветными и появлением отложений, генетически связанных с процессами оледенения. Таким образом, во впадинах средней и юго-западной части Байкальской рифтовой системы мы наблюдаем ту же тенденцию, что и в ряде других щелевых рифтовых зон — поглубение осадков в целом вверх по разрезу, — свидетельствующую о том, что интенсивный рост гор начался позднее заложения грабенов и в основном происходил в последнюю стадию их формирования. Относительно более молодые и менее глубокие впадины северо-восточной части Байкальского рифтового пояса в основном заполнены молассовыми отложениями второй стадии мощностью до 1—2 км.

Проявления вулканизма в истории Байкальского рифтового пояса играли в общем относительно скромную роль, распространены локально

и довольно однообразны по составу (оливиновые базальты и трахибазальты). Они представлены главным образом лавовыми покровами и потоками, в меньшей мере пирокластическими накоплениями, а также дайками и некками — остатками подводящих каналов трещинных и центральных вулканов. Наиболее обширная Хубсугул-Хамардабанская вулканическая область, приуроченная к юго-западному сегменту рифтового пояса и продолжающаяся на запад в пределы Саяно-Тувинского нагорья (Гросвальд, 1965), занимает более 100 тыс. км²; площадь сохранившихся полей базальтов значительно превышает 10 000 км², а их объем только в пределах советской территории оценивается в 3000 км³ (Зорин, 1971), а в целом составляет, вероятно, не менее 5000 км³. Здесь насчитывается несколько сотен крупных и мелких полей базальтовых лав и их пирокластолитов, относящихся к олигоцену, неогену, эоплейстоцену, плейстоцену и голоцену; таким образом, извержения сопровождали все стадии рифтогенеза (Логачев, 1968; «Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны», 1973). Относительно древние покровы сохранились на водораздельных плато или захоронены в разрезах впадин, а четвертичные потоки приурочены в основном к речным долинам. Отличительной чертой вулканизма этой области является распространенность базальтов не только на поднятиях, но и в пределах впадин (Тункинской, Хубсугульской и др.) и их непосредственного обрамления, тогда как в других районах Байкальского пояса извержения во впадинах не имели места. Две другие вулканические области расположены в юго-восточной части северо-восточного сегмента пояса. Одна из них приурочена к Удоканскому поднятию, обрамляющему с юга Чарскую впадину (Удоканская область), а другая — к южной периферии Байкальского свода (область Витимского плоскогорья)*. Площади Витимского и Удоканского базальтовых полей составляют 7000 и 2000 км² (Логачев, 1968), а объем вулканитов соответственно оценивается в 2000 и 800 км³ (Зорин, 1971). По возрасту базальты обеих областей относятся к концу плиоцена, плейстоцену и голоцену, т. е. вулканизм, как и сводово-глыбовые деформации, начался в северо-восточном сегменте рифтового пояса позднее, чем в юго-западном. Суммарный объем вулканитов всех трех областей в пределах СССР можно оценить в 5800 км³ (Зорин, 1971), а с учетом вулканитов в МНР — примерно в 8000 км³, что приблизительно в 15 раз меньше суммарного объема позднекайнозойских рифтогенных впадин Байкальского пояса (105 300 км³ только в пределах СССР; Зорин, 1971).

Вещественный состав кайнозойских вулканитов довольно однообразен и представлен нормальными оливиновыми базальтами и андезитобазальтами, а также щелочными базальтами, трахибазальтами и трахиандезитобазальтами (Логачев, 1968; «Живая тектоника... Станового нагорья», 1966). Среди самых поздних лавовых излияний Удоканской области присутствуют небольшие потоки андезитов и трахитов. От других эпиплатформенных рифтовых областей Байкальская отличается менее резко выраженным субщелочным характером продуктов. Большой интерес представляет обнаружение в щелочных оливиновых базальтах разных вулканических областей Байкальского пояса нодулей ультраосновного материала, в частности, лерцолитов (Грачев и др., 1973), свидетельствующих о мантийной природе магматических источников.

Неотектоническая структура Байкальского рифтового пояса в первом приближении рисуется как весьма пологий, несколько асимметричный огромный протяженности (2500 км) свод, с относительно крутым и четко выраженным северо-западным бортом, совпадающим с южным и юго-восточным краем Сибирской платформы, и значительно менее опре-

* Некоторые исследователи не включают Витимскую вулканическую область в Байкальский пояс, с чем нельзя согласиться. — *Прим. автора.*

деленным и расплывчатым юго-восточным бортом, а также окончаниями (рис. 36). Свод осложнен многочисленными относительно узкими, линейно вытянутыми и реже неправильной формы впадинами типа грабенов, односторонних грабенов и мульд, осложненных сбросами, которые разделяют его на ряд частных поднятий типа горстов, односторонних горстов, полусводов и сводов. Поперечная асимметрия проявляется и в размещении впадин. Наиболее крупные и глубокие из них (Байкальские, Тункинская) приближены к северо-западному борту свода. Однако поперечная асимметрия структуры четко выражена лишь в центральном сегменте рифтового пояса и постепенно утрачивается по мере движения к его юго-западному и, в особенности, к северо-восточному окончанию.

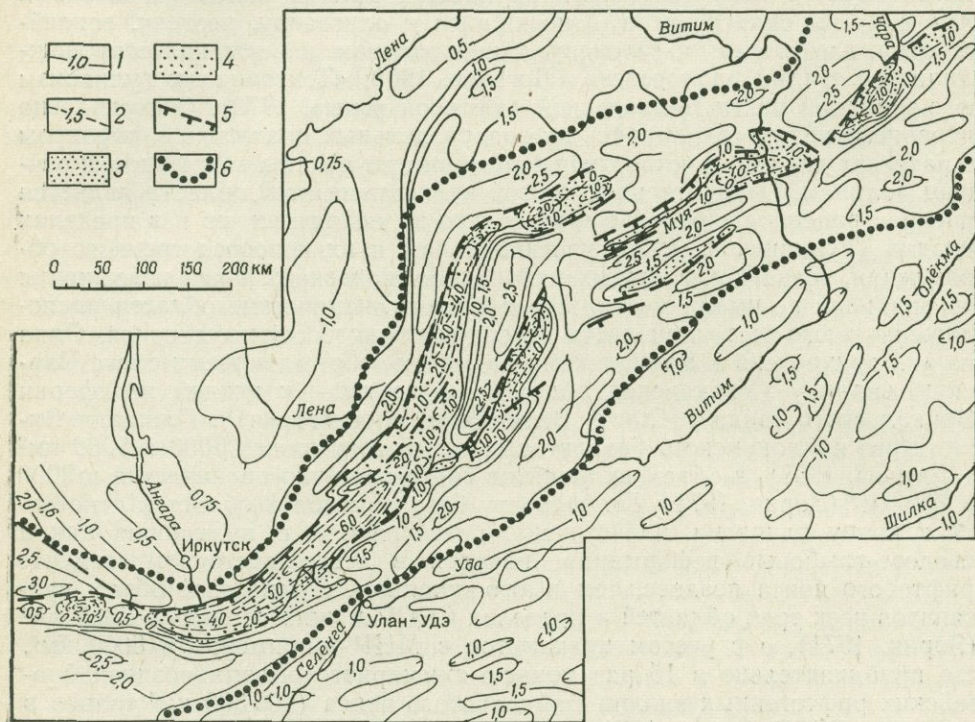


Рис. 36. Схема неотектонических деформаций Байкальской рифтовой зоны. Составил Е. Е. Милановский (1974 г.) по материалам Ю. А. Зорина (1971 г.)

1 — изогипсы позднемиоценовой — палеогеновой денудационной поверхности, деформированной новейшими движениями (в км); 2 — изогипсы поверхности фундамента впадин (в км); 3 — кайнозойские отложения во впадинах; 4 — то же, на дне оз. Байкал; 5 — крупные кайнозойские разломы, установленные по геологическим и геофизическим данным; 6 — граница Байкальской рифтовой зоны

Байкальский свод наиболее узок (100—300 км) и относительно слабо приподнят (до 1—2 км) в своей средней части, тогда как близ его окончаний ширина свода увеличивается до 400—500 км, а высоты, приблизительно отражающие амплитуду новейших поднятий, достигают в его северо-восточной части 2,5—3 км, а в юго-западной — даже 3—3,5 км. Роль рифтовых впадин в разных сегментах Байкальского пояса, их размеры, глубины погружения, суммарные площади и объемы, отнесенные к площадям и объемам соответствующих сегментов Байкальского свода, также резко различаются. В центральном сегменте расположены самые обширные и глубокие грабены; они занимают около трети его площади, а их суммарный объем не уступает, а, возможно, даже превышает объем обрамляющих и разделяющих их зон новейших поднятий. Напротив, в юго-западном и северо-восточном сегментах располагаются, хотя и многочисленные, но сравнительно небольшие и менее глубокие впадины,

суммарные площади и объемы которых значительно уступают площадям и объемам новейших поднятий в этих сегментах.

Юго-западный и северо-восточный сегменты Байкальского рифтового пояса по некоторым признакам существенно различаются: юго-западный сегмент выделяется более сложным тектоническим планом, в частности, наличием впадин и поднятий, расположенных как вдоль, так и вкрест общего простирания пояса; их развитие, как и вулканическая деятельность, началось здесь раньше, чем на северо-востоке; извержения были значительно более мощными и проявились почти на всей площади юго-западного сегмента, а не на отдельных участках поднятий, как в северо-восточном сегменте. Как уже отмечалось, Байкальский пояс почти целиком вписывается в рамки Байкало-Патомской складчатой области, не затрагивая, однако, самого северного — Патомского ее участка, возможно, наложенного на перикратонный прогиб Сибирской платформы, и лишь незначительно вдаваясь на северо-востоке в пределы западной части Алданского щита (Чарской глыбы), а на крайнем юго-западе — в пределы каледонид Северной Монголии и Восточной Тувы. Совпадает не только общее простирание складчатой области байкалитид и кайнозойского рифтового пояса, но в большинстве случаев и конфигурация отдельных новейших впадин и поднятий наследует ориентировку складчатых и разрывных структур байкалитид, а размещение некоторых кайнозойских структур контролируется тектонической неоднородностью байкальского фундамента. Примечательна приуроченность многих впадин Байкальского пояса к зоне протерозойского Байкало-Витимского поднятия и почти идеальное совпадение контуров самой крупной и глубокой впадины оз. Байкал и узкой Байкальской глыбы архейского (?) кристаллического фундамента. Наследование простираний фундамента отмечается и на юго-западном окончании Байкальского пояса, в Северной Монголии, где меридиональные Хубсугульская и Дархатская кайнозойские впадины приурочиваются к прибортовым ослабленным зонам долготного Прикосогольского вендско-раннекембрийского прогиба, а расположенные западнее Бусингольская и Терехольская впадины связаны с зоной древних разломов, по которой Тувино-Монгольский массив граничит с Восточно-Тувинской каледонской складчатой зоной (Уфлянд и др., 1969). Подчиненность рифтогенных структур тектоническому плану байкальского фундамента нарушается лишь в северо-восточном сегменте Байкальского пояса, где вытянутые в восток-северо-восточном направлении кайнозойские впадины накладываются под различными углами на выпуклые к северу дугообразные структуры байкалитид, а еще восточнее — на долготные структуры архея западной части Алданского щита (Чарская, Токкинская впадины)*. При этом «наложенные» впадины северо-восточного сегмента отличаются от линейно вытянутых впадин центрального и юго-западного сегментов Байкальского пояса, наследующих простирание структур складчатого фундамента, своей более сложной в плане, неправильной, укороченной, а подчас даже изометричной формой (Токкинская впадина). Северо-восточный сегмент Байкальского рифтового пояса служит связующим звеном между остальными его звеньями и системой мезозойских впадин Алданского щита («Южно-Якутским рифтом» по М. И. Ициксону и Л. И. Красному, 1970). Несовпадение простираний докембрийских структур, с одной стороны, и мезозойских и кайнозойских, с другой, в восточной части Байкальского пояса и на Алданском щите ясно показывает, что последние контролировались динамическим планом, возникшим и видоизменяв-

* Это наложение впервые проявилось в мезозое, тогда как вендско-кембрийские грабенообразные впадины Байкало-Витимской зоны и позднепалеозойские щелочные и гранитоидные массивы еще следовали дугообразному изгибу протерозойских структур.

шимся в течение мезозоя и кайнозоя и лишь приспособляясь к структурным неоднородностям древнего субстрата.

Наиболее характерным типом сочетаний кайнозойских впадин в плане является их кулисообразное расположение, четко выраженное в северо-восточной половине Байкальского пояса и их веерообразное расхождение и «измельчение» к северо-востоку; двигаясь в этом направлении, мы наблюдаем сперва одну очень глубокую и длинную Южно-Байкальскую впадину, затем две менее глубокие и протяженные впадины — Северо-Байкальскую и Баргузинскую, еще далее — до 3—4 еще более мелких и коротких впадин в одном поперечном сечении. Нередко впадины располагаются четковидно. Для юго-западного сегмента характерно торцовое сочетание зон со впадинами и поднятиями, вытянутыми в двух взаимоперпендикулярных направлениях — северной зоны с субширотными и южной — с долготными структурами.

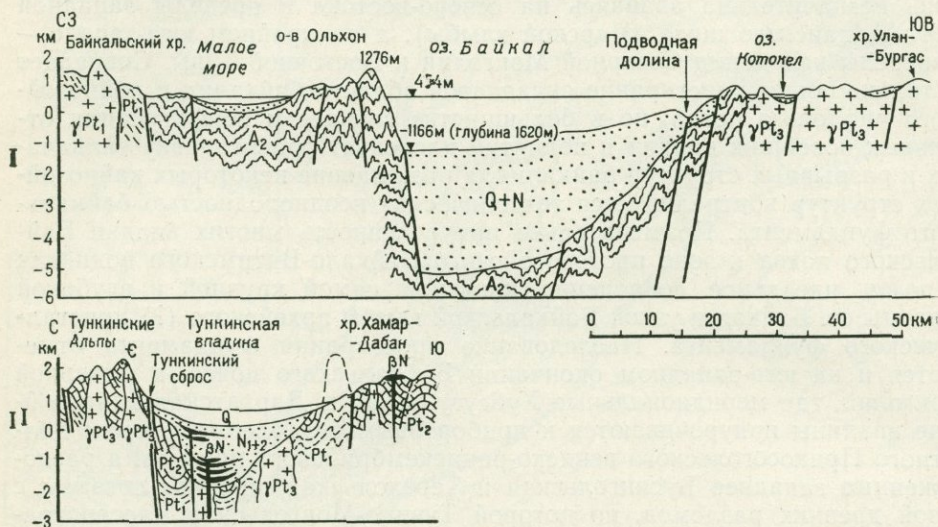


Рис. 37. Разрезы впадин Байкальского рифтового пояса: I — средняя часть Байкальской впадины (по В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсову, 1969 г.), II — Тункинская впадина (по В. В. Ружичу, 1973 г.)

Центральное положение среди впадин Байкальского пояса занимает наиболее протяженная (до 700 км), широкая (до 50—80 км) и глубокая впадина оз. Байкал (уровень зеркала — 455 м, площадь — 31 500 км²) — см. рис. 37. Она образована из двух тесно сближенных, кулисно расположенных впадин — Южно-Байкальской и Северо-Байкальской, разделенных узкой (15—25 км) диагональной перемычкой. Последняя, в свою очередь, состоит из двух зон кулисно расположенных горстовых или сводово-горстовых поднятий — западной, выраженной о-вом Ольхон, подводным Академическим хребтом и Ушканьими островами, и восточной, представленной п-вом Святой Нос. Эта перемычка, судя по наличию серии абразионных террас на Ушканьих островах, не является просто остаточной структурой, а испытывает относительное воздымание (Ламакин, 1952). Интенсивное погружение Байкальских впадин в антропогене, далеко не полностью компенсированное седиментацией, привело к возникновению котловин с глубинами дна до 889 м в Северо-Байкальской впадине и до 1620 м (т. е. 1165 м ниже уровня океана) и 1415 м соответственно в северной и южной частях Южно-Байкальской впадины. Полуобособление двух южных котловин в основном обусловлено существованием обширной наземной дельты р. Селенги и ее подводного продолжения, однако отчасти связано с наличием внутри участка Южно-Байкальской впадины, прилегающего к дельте Селенги, узкого продольного

поднятия (может быть, одностороннего горста?), отчетливо выражено в рельефе дна Байкала. Глубина Южно-Байкальской впадины близ устья Селенги, по данным бурения и геофизических исследований достигает 6—7 км, а Северо-Байкальской, по геофизическим данным — 4 км (Зорин, 1971), а с учетом высоты смежных поднятий — также до 6 км.

Третья крупная впадина среднего сегмента — Баргузинская — лишь немногим уступает Южно-Байкальской и Северо-Байкальской по своей длине (более 200 км), ширине (до 30—35 км) и глубине погружения (до 2—2,5 км, а с учетом высоты обрамляющих поднятий — до 4,5 км), но испытала в антропогене менее интенсивное опускание и компенсирована осадками, слагающими плоскую поверхность Баргузинской котловины на высоте около 0,5 км. Подобно Северо-Байкальской впадине, она кулисно примыкает к северному концу Южно-Байкальской, отделяясь от нее узкой диагональной перемычкой. Тектоническое строение впадин оз. Байкал, а также других впадин Байкальского пояса трактовалось по-разному, и с полной достоверностью и необходимой детальностью еще не установлено, главным образом в связи с крайне незначительным объемом данных бурения. Издавна они рассматривались либо как грабены, либо как прогибы, причем последнее принималось, хотя и с оговорками, еще в 40—50-х годах, и лишь с 60-х годов вполне утвердилось представление о грабенообразной структуре большинства впадин Байкальского пояса. Это не означает, однако, что пологий синклинальный или брахисинклинальный изгиб поверхности фундамента не играет роли в их структуре. Особенно значительна эта роль в строении Тункинской впадины.

Оба грабена Байкала, как и большинство других впадин Байкальского пояса (Баргузинская, Верхнеангарская, Муйская, Чарская, Тункинская, Хубсугульская), в поперечном сечении асимметричны. Их наиболее опущенные участки, как правило, приближены либо даже вплотную прижаты к северо-западному или северному борту. Каждая из этих впадин ограничена с запада, северо-запада или с севера значительным по амплитуде сбросом (или несколькими сближенными, кулисно расположенными сбросами), тогда как их юго-восточные борты или крылья либо рассечены ступенчатыми сбросами меньшей амплитуды, либо последние почти совершенно отсутствуют, как, например, на южных крыльях Тункинской и Чарской (?) впадин и на юго-восточном крыле Баргузинской. Почти все впадины Байкальского пояса представляют собой асимметричные или односторонние грабены и, реже, асимметричные мульды, ограниченные с одной стороны разломами (Тункинская впадина). Система наиболее крупных и протяженных сбросов, с вертикальной амплитудой до 5 км, известная под общим названием «Обручевский сброс», обрамляет с северо-запада Байкальскую впадину. По геоморфологическим данным (Ламакин, 1968) и в результате детального структурного анализа зон разломов и трещин (Шерман и др., 1973) для ряда разломов в центральной и юго-западной части Байкальского пояса устанавливается также наличие сдвиговой компоненты. Согласно В. В. Ламакину, сдвиги на восточном берегу Байкала к северу и к югу от устья Селенги направлены в противоположные стороны, а низовье этой реки приурочено к крупной зоне поперечного раздвига. Величина сдвигов оценивается по-разному. В. В. Ламакин допускает в районе Байкала продольные и отчасти поперечные сдвиги до 10—15 км в неогене и до 2 км в антропогене (не приводя, однако, вполне убедительных доказательств столь значительных амплитуд); С. И. Шерман находит, что амплитуды горизонтальных смещений в зонах сбросо-сдвигов и сдвигов не превышают первых километров. Следует отметить, что в зоне Северо-Тункинского разлома установлены необычные для разломов Байкальского пояса взбросо-сдвиговые и взбросовые смещения. Таким образом, анализируя разломную тектонику впадин Байкальского пояса,

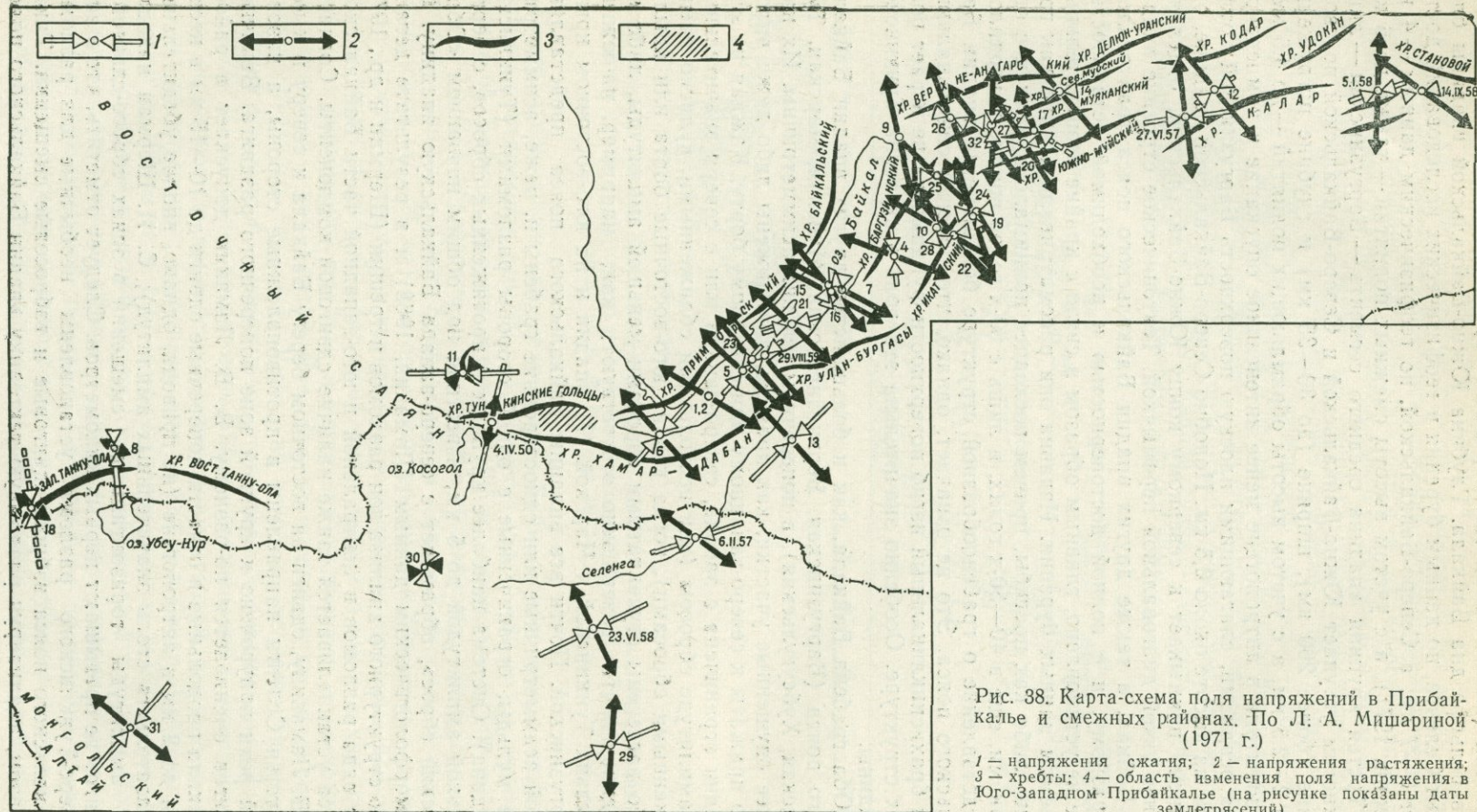


Рис. 38. Карта-схема поля напряжений в Прибайкалье и смежных районах. По Л. А. Мишариной (1971 г.)

1 — напряжения сжатия; 2 — напряжения растяжения; 3 — хребты; 4 — область изменения поля напряжения в Юго-Западном Прибайкалье (на рисунке показаны даты землетрясений)

можно прийти к выводу, что их формирование сопровождалось растяжением земной коры в направлении, перпендикулярном к осям впадин (амплитудой до нескольких километров в самой широкой и глубокой впадине оз. Байкал), а также некоторыми, вероятно, небольшими сдвиговыми смещениями вдоль их осей. Лишь для Тункинской впадины отмечаются признаки некоторого сжатия в поперечном к ее оси долготном направлении. Следует отметить, что некоторые авторы пытаются объяснить генезис структур Байкальского пояса и постулировать наличие крупных сдвиговых перемещений и других деформаций внутри пояса и по его границе с Сибирской платформой, исходя из того или иного предполагаемого направления горизонтального перемещения последней относительно Байкальской области; например, к югу (Воронов, 1968) или к северо-западу (Ламакин, 1971) и т. п. Взаимопротиворечивость и недостаточная обоснованность подобных допущений заставляет отнестись к ним с осторожностью.

Территория Байкальского пояса выделяется даже среди рифтовых областей исключительно высокой сейсмичностью. Здесь ежегодно фиксируются сотни землетрясений, некоторые из которых имеют катастрофический характер и сопровождаются подвижками отдельных участков земной коры. Так, во время Цаганского землетрясения 1862 г. возникли сбросы длиной до 20 км, тектонический блок площадью 260 км² в районе дельты Селенги опустился на 7—8 м, и образовался зал. Провал. Почти весь Байкальский рифтовый пояс является областью девятибалльных, а многие его районы и, в частности, Байкальская, Баргузинская, Чарская, Тункинская и впадины — зонами десятибалльных землетрясений («Сейсмо тектоника и сейсмичность... Прибайкалья», 1968). Особенно сейсмичны зоны продольных разломов, ограничивающие и пересекающие впадины. Очаги землетрясений в Байкальском поясе располагаются на глубинах от первых километров до 45 км, причем около половины очагов приурочено к глубинам, близким к 20—25 км (Тресков, 1968). На большей части протяжения пояса — от юго-западного конца Байкала до Станового хребта, как и в других рифтовых зонах, максимальные растягивающие напряжения ориентированы субгоризонтально и перпендикулярно к осям грабенов (рис. 38). Векторы сжимающих напряжений имеют субвертикальное направление, в связи с этим подвижки в очагах землетрясений имеют ярко выраженную сбросовую компоненту (Мишарина, 1967)*. Однако в юго-западном сегменте Байкальского пояса, в пределах западной части Тункинской впадины и Прикосоголья, а также хр. Танну-Ола и Присаянья план напряжений в очагах меняется на обратный: максимальные сжимающие напряжения ориентированы здесь почти горизонтально в субмеридиональном направлении, т. е. вкрест простирания Тункинской впадины и вдоль оси впадин Северной Монголии (Хубсугульской, Дархатской), а векторы растягивающих напряжений направлены почти вертикально. Аналогичную ориентировку сохраняет поле напряжений в очагах в пределах Центрально-Азиатского горного пояса вплоть до Тянь-Шаня, что хорошо согласуется с господством новейших деформаций сжатия в этой области. Изменение картины напряжений происходит примерно между 102 и 103° в. д., т. е. в районе Тункинской впадины.

Таким образом, в настоящее время юго-западное окончание Байкальского пояса, судя по особенностям плана напряжений в сейсмических очагах, не является типичной рифтовой областью и должно рассматриваться как участок перехода к орогенической области Центральной Азии, развивающейся в условиях горизонтального сжатия.

* В отличие от Срединно-Атлантического рифтового хребта, где сжимающие напряжения ориентированы горизонтально, субпараллельно оси рифта, а смещения в очагах являются почти чистыми сдвигами (Мишарина, 1967).

Возможно, что положение границы между областями преобладающего горизонтального растяжения и сжатия в течение неогена и антропогена изменялись, и в прошлом она могла располагаться западнее, чем в настоящее время. Примечательно, что Тункинская впадина, расположенная в переходной зоне, в наименьшей степени, по сравнению с другими впадинами Байкальского пояса, обладает чертами структуры рифтового типа. Это не грабен, а брахисинклиналь, осложненная на севере зоной крутого разлома, в которой наблюдаются признаки подвижек (вероятно, разновременных различного направления — сбросов, взбросов, правых и левых сдвигов). Долготное простираие кайнозойских впадин Северной Монголии позволяет предполагать, что в период их формирования основные растягивающие напряжения в этом районе были ориентированы в субширотном направлении. В пользу такого допущения говорят и особенности размещения двух главных зон базальтовых извержений в юго-западном сегменте Байкальского пояса. Одна из них вытянута субмеридионально вдоль восточного борта Хубсугульской впадины, а вторая — простирается в северо-северо-западном направлении, пересекая Хамар-Дабанское сводовое поднятие и Тункинскую впадину и упираясь в Северо-Тункинский краевой разлом. На востоке Байкальский пояс высокой сейсмической активности приобретает широтное направление, продолжается в пределы южной части Алданского щита и затухает, не доходя до юго-западного угла Охотского моря («Сейсмическое районирование СССР», 1968). Высказывавшиеся некоторыми зарубежными авторами предположения (Б. Хизен и др.) о его продолжении через область Верхоянья в пределы рифтового хребта Арктического океана лишены основания; какие-либо сейсмические и структурные связи между этими рифтовыми зонами отсутствуют. Таким образом, анализ сейсмичности подтверждает представление об изолированности Байкальского рифтового пояса как зоны горизонтального растяжения и его принадлежности к Центральнo-Азиатскому позднекайнозойскому поясу эпиплатформенной тектоно-магматической активизации; однако если в западной его части господствовали условия поперечного горизонтального сжатия, то в восточной, Тувино-Байкальской части оно сменялось поперечным горизонтальным растяжением. Этим различием общего плана напряжений обусловлено полное отсутствие вулканических извержений в западной части пояса и проявления новейшего вулканизма в ряде районов его восточной Тувино-Байкальской части, ибо необходимым условием проявления вулканизма является обстановка некоторого растяжения.

Приуроченность вулканических ареалов к юго-западному и северо-восточному сегментам Байкальского рифтового пояса и их отсутствие в его центральном сегменте, очевидно, следует связывать с различиями в характере тектонического развития и деформаций земной коры этих сегментов в течение позднего кайнозоя. В среднем сегменте расположены наиболее крупные и глубокие нормальные грабены. Их формирование началось раньше, чем подъем обрамляющих их зон поднятий, и, по крайней мере, вплоть до плиоцена протекало значительно активнее, чем рост последних, а амплитуды погружения в грабенах в 3—5 раз превышают амплитуды воздымания обрамляющих их зон. Общее сводовое поднятие было выражено очень слабо. В течение кайнозоя здесь происходило горизонтальное растяжение, одним из проявлений которого было заложение системы крупных грабеново-раздвиговых зон вдоль ослабленной полосы древнего структурного шва. Эти зоны играли роль «отдушин», в которых происходил и, судя по современному очень высокому тепловому потоку на дне Байкала (от 2,0 до 3,4 е. т. п., а в среднем 2,8 е. т. п.; Любимова, 1968), продолжается интенсивный вынос тепловой энергии из глубин Земли и, по-видимому, не создается условий для возникновения обширных зон аномального разогрева и частичного

плавления в верхах мантии, необходимых для проявления вулканизма. Стиль структуры и характер развития, присущий среднему сегменту Байкальского пояса, свойствен рифтовым зонам «щелевого» типа.

Напротив, в юго-западном* и северо-восточном сегментах Байкальского пояса зоны поднятия в целом по их площади, амплитудам вертикальных движений и в особенности по общему объему значительно превышают зоны погружения; при этом впадины в северо-восточном сегменте, а возможно, и в Северо-Монгольском районе юго-западного сегмента стали закладываться сравнительно недавно, уже на теле растущего свода. Хотя эти впадины довольно многочисленны, но невелики по площади и глубине, а в некоторых поперечных участках обоих этих сегментов почти отсутствуют. Общее горизонтальное растяжение в этих сегментах было незначительным и сходит на нет к обоим его концам. Ведущим же тектоническим процессом в них являлось сводовое поднятие значительной амплитуды (до 3 км), сопровождавшееся активизацией старых или возникновением новых разломов и проседанием отдельных блоков. Причиной общего поднятия, сопряженного со слабым растяжением в пределах сводов, очевидно, могло являться формирование в верхах мантии зон аномального разогрева и разуплотнения; в них создавались условия для формирования очагов выплавления оливин-базальтовой магмы, получившей доступ к поверхности, главным образом, в зонах частных сводовых поднятий, а также зон поперечных разломов, проникавших и в пределы некоторых впадин (например, Тункинской). Таким образом, юго-западный и северо-восточный сегменты Байкальского пояса не являются типичными щелевыми рифтовыми зонами, а представляют переход от последних к рифтовым зонам сводово-вулканического типа. Значительно меньшие площади и объемы новейших вулканитов в северо-восточном сегменте, возможно, объясняются более поздним началом тектоно-магматической активизации в этом сегменте по сравнению с более древним и «зрелым» юго-западным сегментом. Не случайно, что именно в северо-восточном сегменте Байкальского рифтового пояса широко распространены еще слабо выраженные юные рифтовые впадины, выделенные В. П. Солоненко (1968) в качестве «зарождающихся» и «эмбриональных», и именно здесь ярко выражены проявления «живой тектоники» — современные сейсмогенные структуры и формы рельефа («Живая тектоника...», 1966).

Гравитационное поле Байкальской области характеризуется значительной неоднородностью. Уже давно известны крупные отрицательные аномалии Буге под оз. Байкал, разделенные диагональной полосой повышенных значений сил тяжести. Эти аномалии напоминают резкие гравитационные минимумы, приуроченные к грабенам Танганьикской рифтовой зоны. Происхождение Байкальской гравианомалии интерпретировалось по-разному. В. В. Федынский (1955) объяснял его влиянием очень мощной толщи кайнозойских осадков, а А. П. Булмасов (1968), не исключая роли последней, допускал, что региональные отрицательные аномалии во всей рифтовой зоне в основном связаны со значительным утолщением земной коры под ней (до 60—80 км). Однако более глубокий анализ гравиметрических материалов, проведенный Ю. А. Зориным (1971), показал необоснованность такого предположения; не подтвердили его и результаты сейсмических исследований. Согласно Ю. А. Зорину, в Байкальской рифтовой зоне, несмотря на высокую интенсивность новейших движений, нет значительных нарушений изостатического равновесия, допускавшихся некоторыми исследователями. Наблюдаемые аномалии связаны главным образом с плотностными неоднородностями

* Район Тункинской впадины занимает промежуточное положение между юго-западным и центральным сегментом и на ранней стадии развивался по типу последнего.

коры. Байкальское сводовое поднятие в целом уравнивается не существованием «корня» земной коры, а скоплением под корой, несколько утоньшенной и растянутой в зоне Байкальского рифта, вещества мантии, обладающего относительно пониженной плотностью, которое скопилось в выступе астеносферы. О наличии такого выступа свидетельствуют данные магнито-теллурического зондирования (Булмасов, Горностаев и др., 1968), показавшие резкий подъем глубинных зон повышенной электропроводности под Байкальским рифтовым поясом (вторая зона —

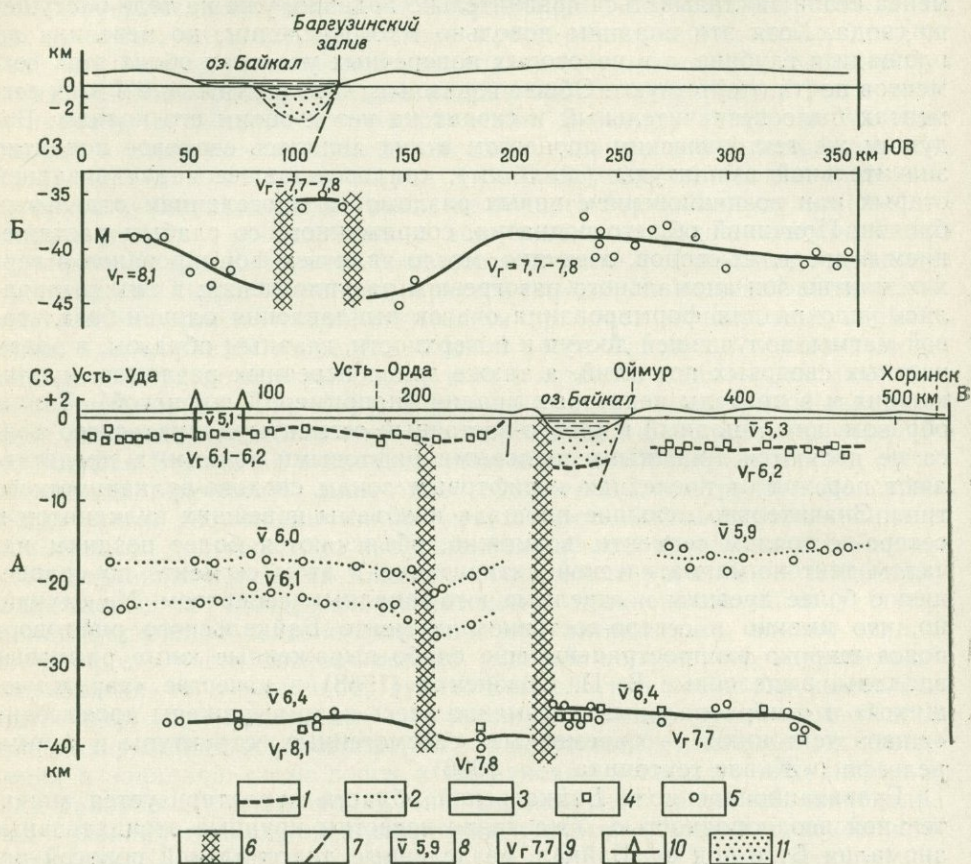


Рис. 39. Сейсмические разрезы земной коры через южную (А) и среднюю часть (Б) Байкальской рифтовой зоны. А — по С. В. Крылову и др. (1970 г.), Б — по Н. Н. Пузыреву и др. (1974 г.)

1 — поверхность фундамента; 2 — границы раздела внутри консолидированной коры; 3 — поверхность М; 4 — глубины по отраженным волнам; 5 — глубины по преломленным волнам; 6 — разломы; 7 — то же, по геологическим данным; 8 — средняя скорость, км/с; 9 — граничная скорость, км/с; 10 — глубокие скважины; 11 — рыхлые кайнозойские осадки

от 90 до 30—40 км, третья зона — от 200 км до 80—120 км), что говорит о повышенном разогреве недр в его пределах. С этим согласуется аномально высокий тепловой поток под Байкальской впадиной (Любимова, 1968).

Магнитное поле Байкальского рифтового пояса (Коростин, 1968) сложно и отражает влияние ряда факторов: структурно-петрографическую неоднородность докембрийского фундамента, наличие в нем зон крупных глубоких разломов, глубокое погружение его кровли под впадинами, влияние зоны высокого разогрева пород под Байкальскими рифтами. Характерной чертой магнитного поля является наличие обширной зоны магнитного минимума, почти точно совпадающего с контурами Байкальской впадины и, по-видимому, в основном связанного с

существованием Байкальской глыбы слабомагнитных архейских гнейсов, а также с влиянием двух последних факторов. Пониженная интенсивность магнитного поля характерна и для Баргузинской впадины. Байкальская область отрицательного магнитного поля оконтурена узкими подосами положительных значений, отвечающими зонам глубинных разломов.

Сейсмологические данные о глубинном строении Байкальского рифтового пояса были получены с помощью станций «Земля» и глубинного сейсмического зондирования по линии, пересекающей Байкал в районе дельты Селенги (Крылов и др., 1970) — см. рис. 39. С учетом этих материалов и интерпретации гравиметрических данных Ю. А. Зориным составлена схема глубинного строения южной части Восточной Сибири (рис. 40). Глубина залегания поверхности М в южной части Сибирской платформы по данным ГСЗ составляет 37—38 км, вблизи южной части Байкала увеличивается до 39—40 км, а затем, примерно в зоне Обручевского разлома, вновь скачкообразно поднимается до 36 км, сохраняет подобное положение в пределах всего Байкальского свода и лишь у его восточной границы начинает плавно понижаться до 37—38 км. Аналогично ведут себя и границы внутри консолидированной коры. Более резко выраженный и узкий выступ поверхности М (от 40—43 км до 35 км) обнаружен методом ГСЗ под средней частью Байкальского грабена, близ устья р. Баргузин (Пузырев и др., 1974). Граничная скорость на поверхности М под юго-восточной частью Сибирской платформы составляет $8,1 \pm 0,1$ км/с, а под Байкальской рифтовой зоной уменьшается до 7,7—7,8 км/с. В других сечениях рифтового пояса положение поверхности М несколько варьирует. Так, в долине Селенги она поднимается до 31—35 км, а на Хамар-Дабане опускается до 43—55 км. Под Северо-Байкальской впадиной она лежит несколько ниже, чем под Южно-Байкальской. В целом, поперечная асимметрия, выраженная в морфологии и новейшей структуре и размещении вулканических полей в Байкальском рифтовом поясе, судя по имеющимся данным, сохраняется и в его глубинном строении. В определенной мере эта асимметрия обусловлена тектонической гетерогенностью субстрата, на котором заложен рифтовый пояс.

И. Ф. Грачев (1972) объясняет асимметрию Байкальского пояса асимметрией процесса горизонтального расползания «подушки» разуплотненного мантийного материала (коро-мантийной смеси) под рифтовым поясом, в связи с чем раздвижение коры происходит в северо-западном направлении быстрее, чем в юго-восточном. Асимметрия Байкальской рифтовой системы несколько напоминает таковую Восточно-Африканской, с той, однако, разницей, что внутри последней располагается «жесткий» массив. Обе рифтовые системы представляют в первом приближении широкие асимметричные своды с узким и резко выраженным западным (или северо-западным) и широким и пологим восточным (или юго-восточным) крылом. В обеих системах наиболее крупные и глубокие рифты щелевого типа, обладающие большим сходством (Байкал, Танганьика, Альберт и пр.), прижаты к западному краю, а зоны вулканических извержений, приуроченные к сводовым поднятиям или их крыльям, тяготеют к восточной (юго-восточной) части рифтовой системы. Но гораздо больший масштаб вулканизма и сводового выпучивания под основными зонами генерации магмы в Восточно-Африканской системе привел к возникновению грабенов вулcano-тектонического происхождения (Кенийская, Эфиопская сводово-вулканические рифтовые зоны), чего мы не наблюдаем в Байкальской рифтовой системе. В западной части Восточно-Африканской рифтовой системы (в Танганьикской рифтовой зоне), как и в Байкальском поясе, участки с развитием глубоких рифтов щелевого типа и существенным растяжением чередуются с участками, где преобладали сводовые поднятия, проявлялся вул-

анизм, а грабены играли второстепенную роль и растяжения были незначительными.

Чем же компенсировалось растяжение земной коры, проявившееся при формировании грабенов Байкальского пояса? Существующие попытки связать его с горизонтальными движениями Сибирской платформы, как единой глыбы, например к северо-западу, как предположил

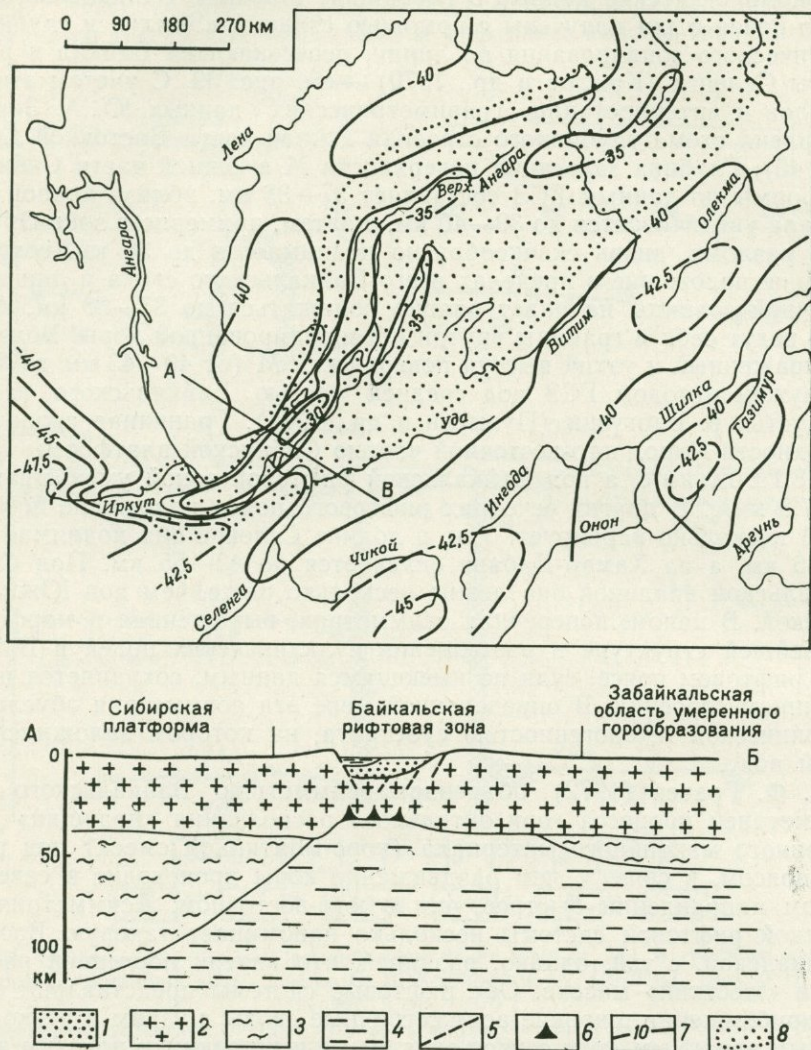


Рис. 40. Схема глубинного строения южной части Восточной Сибири и схематический глубинный разрез по линии А—Б. По Ю. А. Зорину (1971 г.)

1 — кайнозойские отложения; 2 — кристаллическая земная кора; 3 — кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; 4 — астеносфера (разрежение штриховки соответствует уменьшению плотности); 5 — разломы; 6 — основные и ультраосновные интрузии; 7 — изолинии глубин поверхности М (в км); 8 — область верхней части мантии, обладающей пониженной плотностью

В. В. Ламакин, относительно ее юго-восточной «рамы» не в состоянии удовлетворительно объяснить генезис рифтовых структур Байкальского пояса потому, что амплитуда растяжения вдоль его простираения изменяется от максимальной в средней его части до нуля на обоих его концах. Кроме того, этот пояс далеко не на всем протяжении следует вдоль границ платформы, местами уходя от нее вглубь тектонических зон с более молодым фундаментом. Далее, уже говорилось, что Байкальский рифтовый пояс представляет лишь звено в Центрально-Азиатском оро-

теническом поясе, план тектонических напряжений и характер деформаций в котором меняются по простирацию. Все это говорит в пользу того, что Байкальский рифтовый пояс представляет замкнутую, слепую зону растяжения внутри Евразийского континента. Максимальный масштаб растяжения в ней вряд ли превышает 5—10 км. Правоммерно допустить, что подобное, сравнительно небольшое, затухающее по простирацию растяжение может компенсироваться горизонтальным сжатием в зонах, прилегающих к рифтовому поясу (в первую очередь, с северо-запада), т. е. находящихся вблизи наиболее крупных и глубоких рифтовых впадин. Одной из них может являться зона платформенных складок северо-восточного (байкальского) простираения в восточной части Иркутского амфитеатра. Эта зона Сибирской платформы сложена тремя трансгрессивно и несогласно залегающими комплексами отложений — нижнепалеозойским, юрским и неогеновым, в каждом из которых наблюдаются складчатые структуры, свидетельствующие, по крайней мере, о трех стадиях деформаций сжатия, которым подверглась эта зона, — послераннепалеозойской, послеюрской и неоген-четвертичной. Послеюрские, а возможно, и кайнозойские деформации сжатия наблюдаются также в восточной части Восточного Саяна. Если принять во внимание большую длительность развития Байкальского рифтового пояса и неоднократные проявления в ней грабенообразования (и горизонтального растяжения), то повторные деформации сжатия в прилегающей к Байкальскому рифтовому поясу зоне Сибирской платформы можно рассматривать как реакцию ее платформенного чехла на давление со стороны расширявшегося к северо-западу Байкальского пояса. Не исключено, что и послесилурийская — доюрская, и послеюрская — до неогеновая деформации сжатия в Прибайкалье были связаны с еще неизвестными нам древними фазами растяжения в Байкальской впадине.

ЭПИОРОГЕННЫЕ РИФТОВЫЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

Более или менее типичные проявления современного континентального рифтогенеза имеют место не только на древних и молодых платформах, но и в складчатых сооружениях, возникших на месте мезозойских и кайнозойских геосинклинальных областей. Основной чертой тектонического строения подобных областей, сближающей их с эпиплатформенными рифтовыми зонами, является широкое развитие продольных грабенов, односторонних грабенов, горстов и других глыбовых структур, ограниченных и рассеченных нормальными наклонными сбросами, которые возникли в обстановке растяжения, приблизительно поперечного к простиранию складчатой области. Мы называем подобные рифтовые зоны, иногда объединяющиеся в более сложные рифтовые системы или пояса, эпиорогенными, хотя это определение не является вполне точным, ибо в одних случаях структуры рифтового типа действительно накладываются на уже сформированные складчатые сооружения (обычно мезозойские), и рифтовый процесс преемственно следует за орогенным, а в других случаях рифтогенные структуры растяжения начинают формироваться одновременно с типично орогенными и существуют с ними на площади эпигеосинклинального складчатого сооружения и, таким образом, мы можем наблюдать как бы взаимопереплетение процессов орогенеза и рифтогенеза. Хотя эпигеосинклинальный орогенез завершается (или сочетается) проявлениями рифтогенеза не всегда и не везде, но, тем не менее, подобная преемственная связь представляет явление, широко распространенное в позднем кайнозое и отмечавшееся в прошлые эпохи истории Земли (в частности, в мезозое и палеозое).

Эпиорогенный рифтогенез, как и эпиплатформенный, в одних случаях сопровождается мощными проявлениями вулканизма (хотя и резко отличными в петрохимическом отношении), а в других они выражены слабо или отсутствуют. Развитие эпиорогенных рифтовых поясов, как и эпиплатформенных, может приводить не только к раздроблению и утоньшению континентальной коры, но и полному разрыву ее непрерывности и к возникновению межконтинентальных рифтовых зон.

Среди эпиорогенных рифтовых поясов и зон, как и среди эпиплатформенных, имеются такие, которые располагаются на окончаниях или флангах грандиозных рифтовых поясов океанов и входят в мировую рифтовую систему, и такие, которые непосредственно с ней не связаны и представляют изолированные зоны растяжения. В свою очередь, среди последних отчетливо различаются два типа, свойственные, с одной стороны, окраинным (периокеаническим) и межконтинентальным орогенным поясам и областям (Андийский орогенический пояс, орогенические области Центральной Америки, Новой Зеландии, Восточной Азии, Индонезии и пр.), а с другой — межконтинентальному Средиземноморскому орогеническому поясу. Зоны эпиорогенного рифтогенеза первого типа располагаются близ края океанической впадины, от которой они отделяются глубоководным желобом, а зоны второго типа представляют «автономные» области растяжения во внутренних частях орогенического пояса, не связанные столь отчетливо с его общим структурным планом.

К этому типу рифтовых структур можно отнести Кордильерскую рифтовую систему и Момскую рифтовую зону в Сибири.

Кордильерская рифтовая система

Исследователи срединно-океанических рифтовых хребтов (Менард, 1966) установили, что Восточно-Тихоокеанский хребет переходит через Калифорнийский залив в пределы Северной Америки. В западной части этого континента было выявлено широкое развитие позднекайнозойских глыбовых структур рифтового типа — многочисленных узких, вытянутых в субмеридиональном и северо-западном направлениях грабенов, горстов, односторонне наклоненных блоков, ограниченных нормальными сбросами, сбросо-сдвигами и отчасти сдвигами, напоминающих рифтовые зоны Африки и Аравии. Некоторые авторы называют этот комплекс структур рифтовой системой Провинции Бассейнов и Хребтов (Кук, 1970) или, более широко, рифтовой системой Запада США (Томпсон, 1970). Но последняя представляет лишь часть рифтовой системы Кордильер, другие фрагменты которой располагаются в пределах Мексики и Западной Канады. В свою очередь, рифтовая система Кордильер составляет восточный, континентальный фланг единственного в своем роде континентально-океанического рифтового пояса, западный океанический фланг которого выражен рифтовыми зонами и трансформирующими разломами северо-восточной части Тихого океана.

Общая протяженность Кордильерской рифтовой системы с севера на юг — более 4000 км, а ширина (имеется в виду только континентальный «фланг» рифтового пояса) — до 1000—1500 км. На западе она смыкается со структурами океанического фланга рифтового пояса. На востоке основная часть Кордильерской рифтовой системы граничит со «срединным массивом» плато Колорадо, но полуизолированная рифтовая зона Рио-Гранде обрамляет его с юго-востока и востока и полуотделяет его от Североамериканской платформы, подобно тому, как Танганьикская рифтовая зона почти целиком отрезает массив Виктория от расположенной западнее основной части Африканской платформы. На юге, подобно Африкано-Аравийскому рифтовому поясу, Кордильерская рифтовая система связана через Калифорнийскую межконтинентальную рифтовую зону с Восточно-Тихоокеанским рифтовым поясом. На севере Кордильерская рифтовая система, распадаясь на несколько слепых ветвей, по-видимому, затухает в области северной части Канадских Кордильер (к северу от 60° с. ш.), но существует предположение, что ее продолжением к северу может являться рифтовая система Канадского Арктического архипелага (Bostrom, 1967). Амплитуды относительных глыбовых перемещений по нормальным сбросам в Кордильерской области достигают за позднекайнозойский этап (олигоцен — антропоген) 2—5 км, а суммарная амплитуда горизонтального растяжения и амплитуды смещений по некоторым крупнейшим сдвигам — многих десятков километров.

В течение олигоцена — антропогена на огромных пространствах Кордильерской системы проявлялся чрезвычайно мощный наземный вулканизм. Значительная часть площади Кордильерской рифтовой системы и, в первую очередь, так называемая Провинция Бассейнов и Хребтов на юго-западе США характеризуется относительно утоньшенной (до 25—30 км) континентальной корой, ниже которой до глубин порядка 60—70 км, возможно, распространяется литовидная зона разуплотненного вещества верхней мантии, названная Жеттоном Куком

(1970) «коро-мантийной смесью» (mantle-erust mix). Кордильерская рифтовая система характеризуется резко повышенным тепловым потоком (Sass e. a., 1971), величина которого за исключением отдельных районов (Большая долина, северная часть массива Колорадо и пр.) составляет от 1,5— до 2,5 е. т. п., а местами поднимается даже до 2,5—4 е. т. п. Ряд зон Кордильерской системы, в частности рифтовая зона Калифорнийского залива, полосу, прилегающую к Тихоокеанскому побережью США, и восточная часть Провинции Бассейнов и Хребтов высоко сейсмичны (Кинг, 1969). Все эти признаки Кордильерской рифтовой системы сближают ее с эпиплатформенными рифтовыми поясами. Однако между ними имеются и существенные отличия. Если эти пояса возникли в пределах областей, длительное время (200—500 млн. лет и более) характеризовавшимися платформенным или близким к нему режимом, то Кордильерская эпигорогенная рифтовая система образовалась на месте мезозойского геосинклинального пояса, различные зоны которого окончили свое геосинклинальное развитие и испытали завершающую складчатость, сопровождавшуюся формированием гранитоидных батолитов, с конца юры до начала палеогена (центральная зона невадийской складчатости и периферические зоны ларамийской складчатости). Следовательно, в конце мезозоя — начале кайнозоя Кордильерская область вступила в орогенный этап развития, причем орогенические деформации захватили прилегающий участок Североамериканской платформы, лежащий к северу и востоку от района плато Колорадо (центральные и южные Скалистые горы), и последний, таким образом, превратился в своеобразный срединный массив в Кордильерском орогеническом поясе. Однако в середине кайнозоя, с олигоцена, характер развития Кордильерского пояса и, в первую очередь, его средних сегментов стал изменяться, и орогенный этап начал «перерастать» в рифтогенный. Активизировалась вулканическая деятельность и стали формироваться структуры, обусловленные горизонтальным растяжением, — линейные грабены, горсты, односторонне наклоненные блоки и пр.

Рифтогенные глыбовые структуры Кордильер существенно отличаются от типичных структур эпиплатформенных рифтовых зон рассредоточенностью грабенов и сопряженных с ними поднятий по всей ширине рифтового пояса. За исключением рифта Калифорнийского залива, здесь невозможно выделить «главные грабены», а имеется множество более или менее «равноправных», взаимопараллельных, относительно весьма протяженных (до нескольких сотен километров), но очень узких (в среднем 10—15 км) и глубоких (до нескольких километров) грабенов, ограниченных нормальными сбросами с углами падения порядка 60°, и разделяющих их столь же узких горстов. Амплитуда относительных вертикальных смещений по сбросам составляет 1—5 км. Такая клавиатура узких субмеридиональных блоков классически выражена в пределах Провинции Бассейнов и Хребтов, но отмечается и в других районах Кордильерской системы, например в Сонорской пустыне Северо-Западной Мексики. Другим характерным типом структур являются узкие односторонне наклоненные горсты, поднятые у одного крыла до 2—3 и даже 4 км (Сьерра-Невада, блок Калифорнийского полуострова и пр.). Обилие рифтогенных структур и их рассредоточенность на площади рифтовой системы, очевидно, связаны с наличием менее «жесткой», по сравнению с эпиплатформенными рифтовыми поясами, коры, более прогретой и пластичной в нижних и сильно раздробленной в верхних своих горизонтах к началу рифтогенеза.

Для ряда районов Кордильерской системы характерна разнообразная по составу продуктов вулканическая деятельность, начавшаяся в олигоцене, наиболее мощная в миоцене и продолжавшаяся в плиоцене и эоцене или в антропогене. Общий объем ее продуктов, по-видимому, достигает или даже превышает 1 млн. км³. В пределах большей, запад-

ной части Кордильерской рифтовой системы, наложенной на мезозойскую эпигеосинклинальную складчатую область, господствовали извержения продуктов известково-щелочного ряда, сходных с продуктами орогенного вулканизма и резко отличающиеся в петрохимическом отношении от субщелочных и щелочных вулканитов эпиплатформенных рифтовых зон. Лишь в самой восточной части рифтовой системы, наложенной на переработанную краевую зону древней платформы, имели место проявления щелочных-трахитовых и фонолитовых магм (Ирдли, 1963). В южной части системы преобладают вулканиты андезитового, латитового, липаритового состава; исключительно широко, в особенности в Провинции Бассейнов и Хребтов, развиты ингимбиты, а излияния базальтов происходят позднее и играют незначительную роль. В более северной части пояса (Колумбийское плато, субширотный вулканический грабен бассейна р. Снейк), напротив, господствовали исключительно мощные (до 1,5 км и более) излияния миоценовых и, отчасти, плиоценовых толентовых и оливиновых базальтов. Примечательно, что, по данным геофизических исследований, под Колумбийской областью базальтовых излияний предполагается существование коры субокеанического типа. Некоторые исследователи считают отсутствие «гранито-метаморфического слоя» первичным, однако отсутствие этого слоя под зонами очень мощных неогеновых платобазальтовых извержений Исландии и его редуцированность под центральной частью Тунгусского траппового бассейна на Сибирской платформе делают вероятным предположение о том, что редукция или полное «исчезновение» геофизического «гранитного» слоя может происходить под областями очень интенсивного траппового магматизма в периоды извержений.

В районах, где комплекс долготных рифтообразных структур развит наиболее типично (Провинция Бассейнов и Хребтов, Сонорская пустыня Мексики, глыбы Сьерры-Невады и Калифорнийского полуострова и пр.), главные фазы наземного вулканизма, давшего гигантские объемы кислых вулканитов, предшествовали формированию грабенов и горстов. Обширные игнимбитовые покровы, несогласно перекрывшие складчатый палеозойский или мезозойский фундамент или гранитоидные массивы, впоследствии были разбиты на узкие пластины, которые подверглись вертикальным перемещениям разного знака и перекосам. Типичные рифтогенные структуры проникают лишь в южную часть Колумбийского плато (до 43° с. ш.), на большей же части этой обширной области мощных базальтовых извержений они практически отсутствуют, и она обладает в целом пологой чашеобразной структурой (Кинг, 1961). Как в поперечном, так и в продольном направлении позднекайнозойская структура Кордильерской рифтовой системы весьма неоднородна. В ее пределах различаются те же три основных сегмента, которые были выделены Ф. Кингом (1969) и для более древних структурных этажей и этапов развития Кордильер: 1) южный (Мексиканский), 2) средний, состоящий из Калифорнийско-Колорадского и Орегоно-Монтанского субсегментов, и 3) северный (Канадский) сегмент. Эти сегменты очень существенно отличаются по своему тектоническому плану, типам структур, вулканизму, сейсмичности и резко отделяются один от другого региональными зонами поперечных тектонических нарушений и вулканической активности (рис. 41).

Южный (Мексиканский) сегмент — единственный, где в пределы Североамериканского континента попадает не только восточный, но часть западного фланга рифтового пояса, лежащего на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского рифтового хребта. Фрагментом западного фланга является узкая (не более 100 км), но очень длинная (1500 км) глыба Калифорнийского полуострова, представляющая асимметричное горстовое поднятие, круто обрывающееся к рифту Калифорнийского залива. Северная часть этой глыбы наиболее приподнята (до 2—3 км),

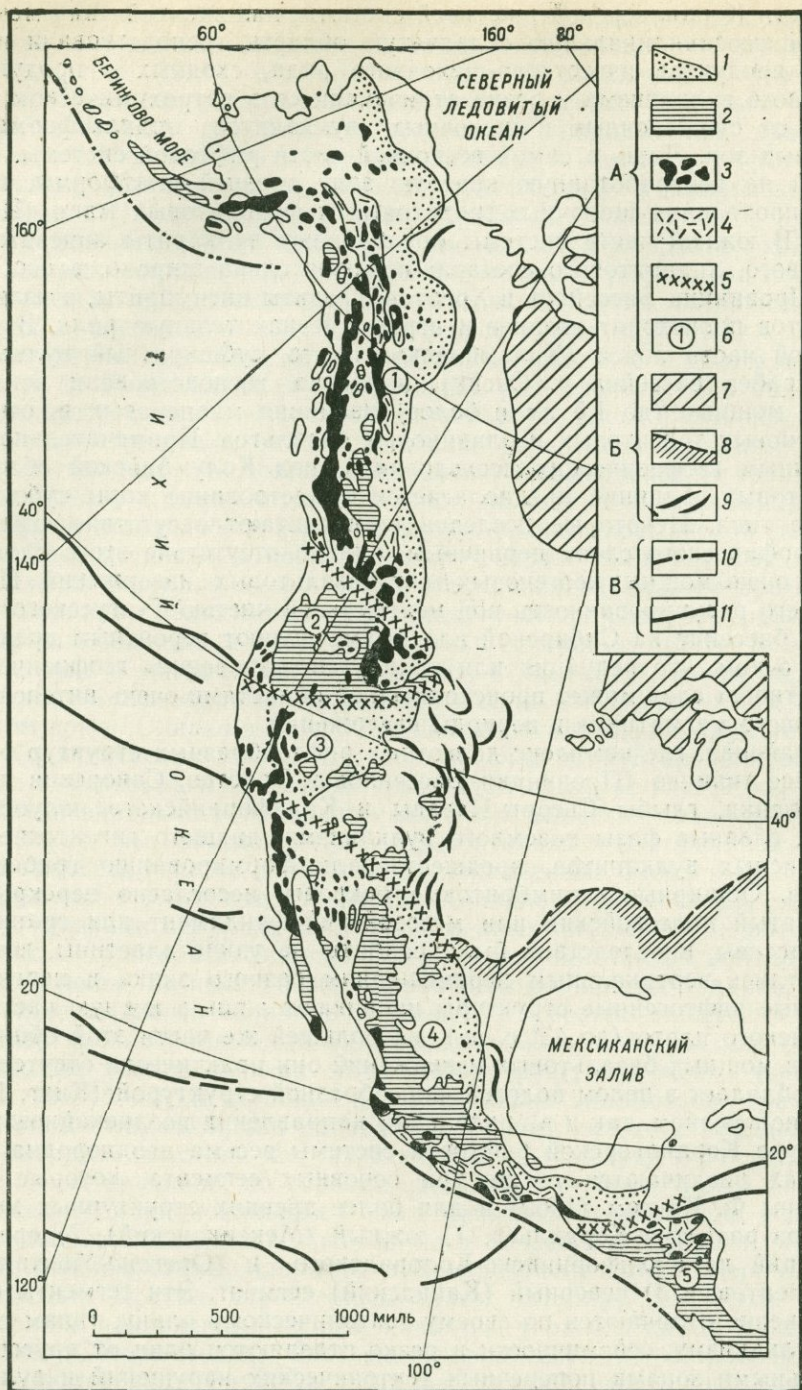


Рис. 41. Карта основных тектонических структур Кордильер Северной Америки. Составил Ф. Кинг (1969 г.)

А — структуры пояса Кордильер: 1 — восточная граница геосинклинальной области; 2 — палеогеновые и неогеновые вулканические образования; 3 — гранитные интрузии; 4 — метаморфический комплекс; 5 — переходные зоны между сегментами; 6 — сегменты и субсегменты (1—5): 1 — Канадский; 2 — Орегоно-Монтанский; 3 — Калифорнийско-Колорадский; 4 — Мексиканский; 5 — Центрально-Американский; Б — структуры, расположенные к востоку от пояса Кордильер: 7 — Канадский щит; 8 — граница Аппалачского и Уачитского складчатого поясов; 9 — складки в пределах платформы перед фронтом геосинклиналей Кордильер; В — структуры в океанах: 10 — океанические желоба; 11 — зоны разломов.

а южная, менее приподнятая, покрыта мощным вулканическим чехлом. С запада к северной части этой глыбы примыкает зона резко расчлененного подводного рельефа, состоящая из ряда котловин и подводных хребтов, по-видимому, отвечающих относительно опущенным, приподнятым и смещенным в горизонтальном направлении (?) тектоническим блокам.

Рифт Калифорнийского залива, выклинивающийся на севере в районе оз. Солтон-Си, лежит на северном продолжении осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия и по своему тектоническому положению, размерам, морфологии и глубинному строению представляет близкий аналог рифтов Красного моря и Аденского залива. Однако, в отличие от них, общее простирание впадины Калифорнийского залива (северо-северо-западное) резко отличается от простирания фрагментов рифтовой долины (северо-северо-восточного), расчлененной многочисленными трансформирующими разломами. Последние ориентированы в северо-западном направлении, образуя очень небольшой угол с осью залива. Таким образом, общая горизонтальная деформация в области Калифорнийского залива имеет раздвиг-сдвиговый характер с преобладанием сдвиговой компоненты. Ширина рифта увеличивается к юго-востоку от 100 до 250 км, и, по-видимому, лишь в осевой глубоководной зоне юго-восточной части рифта имеет место значительное разобщение блоков континентальной коры. К рифту Калифорнийского залива приурочены очаги многочисленных мелкофокусных землетрясений, причем векторы максимальных растягивающих напряжений вытянуты субгоризонтально, в северо-запад—юго-восточном направлении, совпадающем с простираем трансформирующих разломов. Фланги же Калифорнийского рифта, подобно флангам внутриокеанических рифтовых зон, слабосейсмичны, чем Мексиканский сегмент резко отличается от более северных сегментов Кордильерской рифтовой системы.

Широкий восточный фланг Мексиканского сегмента состоит из двух зон: Сонорской зоны, представленной многочисленными молодыми горами и грабенами, которые постепенно выклиниваются к югу, и расположенной восточнее зоны Западной Сьерра-Мадре — обширного сводово-глыбового поднятия, бронированного полого залегающими олигоцен-миоценовыми андезитовыми покровами. Южная граница Мексиканского сегмента рифтового пояса на его восточном, континентальном фланге маркируется поперечным Трансмексиканским вулканическим поясом — мощной высокогорной цепью плиоценовых, четвертичных и современных вулканов, вытянутой в запад-северо-западном направлении от Мексиканского до Калифорнийского залива. Эта вулканическая гряда, возможно, лежит на продолжении трансформирующих разломов южной части Калифорнийского залива. На океанском фланге этот сегмент рифтового пояса ограничен с юга зоной трансформирующих разломов Клариион. Северную границу континентального фланга Мексиканского сегмента образует вытянутая в запад-северо-западном направлении зона Техасского линеамента (глубинного разлома), подходя к которой складчатые и глыбовые структуры большей части Мексиканских Кордильер упираются в южный край Североамериканской платформы и массива Колорадо. На западном продолжении Техасского линеамента, на океанском фланге рифтового пояса прослеживается зона трансформирующего разлома Меррей, однако существование структурной связи между этими зонами нарушений нельзя считать доказанным.

Субшироотно простирающаяся система разломов Техас—Меррей пересекается зоной разрывов северо-западного направления, обладающей в настоящее время исключительно высокой активностью — системой разломов Сан-Андреас, которая простирается от северной оконечности Калифорнийского залива на юго-востоке до мыса Мендосино на северо-западе (рис. 42) и, возможно, находит свое продолжение в Тихом океа-

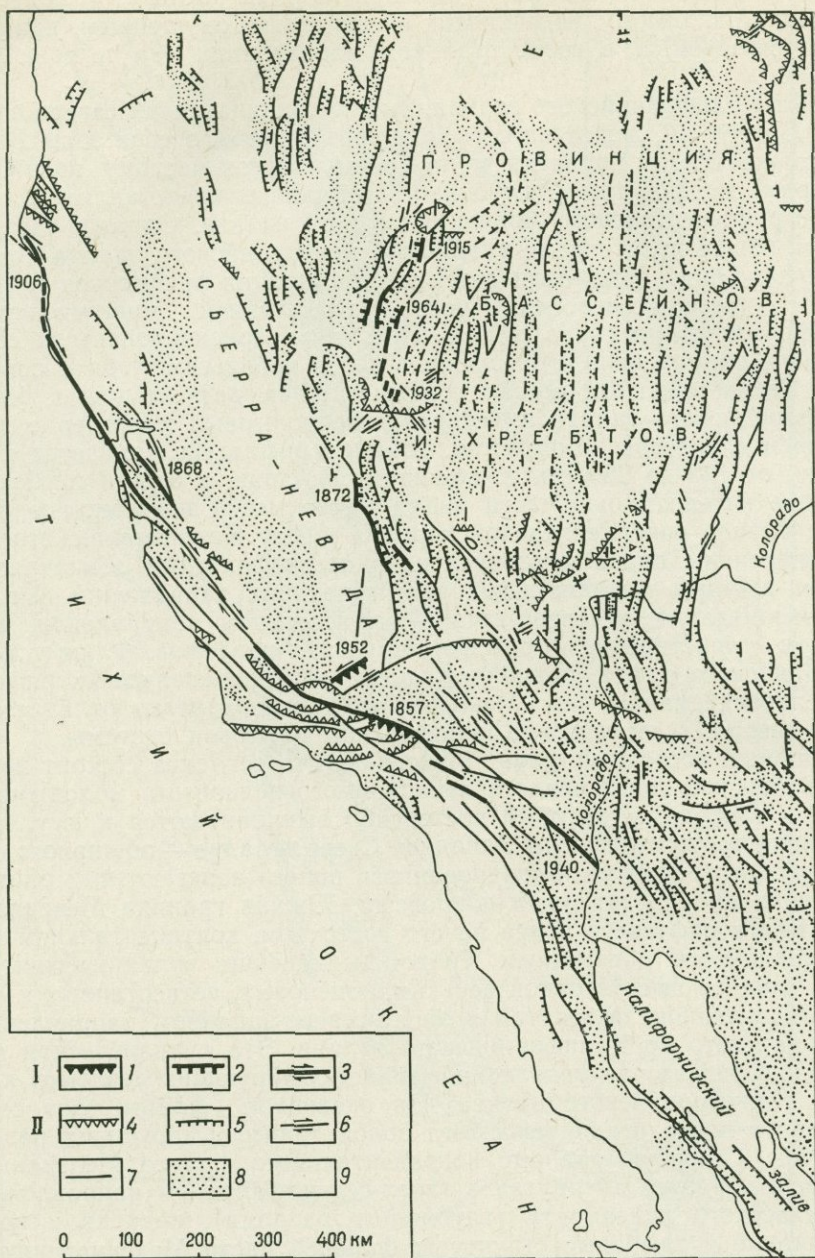


Рис. 42. Карта разломов на юго-западе Северной Америки. По А. В. Лукьянову (1970 г.)

I — разломы, ожившие при катастрофических землетрясениях, II — разломы, развившиеся в кайнозой, 1, 4 — надвиги и взбросы; 2, 5 — сбросы; 3, 6 — сдвиги; 7 — крутые разломы, характер перемещения по которым не установлен; 8 — негативные структуры, заполненные мощными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами позднегеретичного возраста (в Провинции Бассейнов и Хребтов им соответствуют долины); 9 — выступы мезозойского складчатого фундамента (в Провинции Бассейнов и Хребтов им соответствуют хребты). Указаны годы катастрофических землетрясений

не в виде одноименного разлома. Эта система состоит из крутого или вертикального разлома Сан-Андреас протяженностью около 1300 км и ряда менее значительных, параллельных ему и оперяющих его разрывов (Хилл, 1970; Лукьянов, 1965). С зоной разлома Сан-Андреас связаны многочисленные разрушительные (до 10 баллов) землетрясения, сопровождающиеся правосдвиговыми подвижками, горизонтальные амплитуды которых при отдельных толчках доходят до 5—10 м. Вертикальная составляющая сейсмо-тектонических деформаций значительно меньше и менее выдержана по знаку. Систематические правосторонние смещения в зоне сдвига Сан-Андреас фиксируются также повторными геодезическими измерениями. Анализ геоморфологических и геологических данных показывает, что правосдвиговые деформации в зоне этого разлома происходили в течение четвертичного и неогенового периода, причем амплитуды смещений за эти интервалы времени оцениваются соответственно километрами и десятками километров. Некоторые исследователи допускают аналогичные смещения в течение позднего мела и палеогена амплитудой до нескольких сотен километров, но эти предположения более сомнительны и разделяются далеко не всеми. Сдвиг Сан-Андреас параллелен трансформирующим разломам, наискось пересекающим впадину Калифорнийского залива, и представляет по существу самый северный и наиболее крупный элемент единой системы горизонтальных смещений, сыгравших важнейшую роль в возникновении сдвиго-раздвиговой структуры рифта Калифорнийского залива (Гамильтон, Майер, 1970). Сдвиг Сан-Андреас (вместе с самым восточным участком зоны разлома Мендосино), очевидно, можно рассматривать как крупнейший трансформирующий разлом, связывающий оси рифта Калифорнийского залива на юго-востоке и океанических рифтовых хребтов Горда и Хуан-де-Фука на северо-западе, концы которых отстоят друг от друга более чем на полторы тысячи километров. Таким образом, если проводить границы сегментов рифтового пояса по зонам крупных трансформирующих разломов, то прибрежную полосу Калифорнии США между разломами Сан-Андреас и берегом Тихого океана следовало бы отнести не к среднему, а к южному Мексиканскому сегменту.

Обращают на себя внимание S-образные изгибы простираения этого разлома, очевидно, связанные с тем, что сдвиговая зона приспособилась к более древним структурным неоднородностям, использовала некоторые продольные тектонические швы, по которым ранее, в частности в течение мела, могли происходить перемещения надвигового характера в эвгеосинклинальной зоне Кордильер. Правосторонние сдвиговые перемещения по зоне разлома Сан-Андреас могли начаться не ранее конца мелового периода, после того как завершилось формирование надвигово-покровной структуры мезозойд в зоне развития Францисканского комплекса Западной Калифорнии (Бейли, Блейк, 1969). Следовательно, сдвиг (трансформирующий разлом) Сан-Андреас, в целом имеющий северо-западное простираение, так же как и параллельные ему сдвиги Калифорнии и Калифорнийского залива, является кайнозойской структурой, а субширотные трансформирующие разломы восточной части Тихого океана — Мендосино, Меррей (к простираению которых приспосабливаются отдельные изгибы зоны Сан-Андреас) — вероятно, являются относительно более древними.

Средний сегмент Кордильерской рифтовой системы расположен на восточном фланге Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса. Он состоит из двух субсегментов, границу которых можно провести по поперечному грабену р. Снейк, южному краю Колумбийского плато и трансформирующему разлому Мендосино. Таким образом, южный, Калифорнийско-Колорадский субсегмент резко расширяется к востоку и сужается к западу (вплоть до полного выклинивания), а северный, Орегоно-Монтанский, напротив, наиболее широк на западе и сужается и

почти выклинивается на востоке. Эти субсегменты резко различаются по тектоническому плану, характеру деформаций и новейшего вулканизма на рифтовом этапе и по глубинному строению. Калифорнийско-Колорадский субсегмент значительно шире Орегоно-Монтанского (соответственно 1500 и 100 км) и распространяется на восток за границы мезозойского складчатого пояса (Колорадский «срединный массив» и рифтовая зона Рио-Гранде к востоку от него).

В Калифорнийско-Колорадском субсегменте господствуют субмеридионально-вытянутые глыбовые структуры, созданные растяжением в субширотном направлении — узкие грабены (рис. 43), горсты и односторонне наклоненные блоки, образующие, в частности, грандиозную клавиатуру блоков на площади 600 000 км² в Провинции Бассейнов и Хребтов (см. рис. 43, 44). Эти структуры закономерно со-

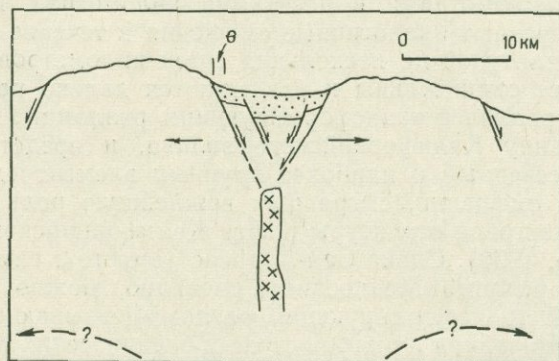


Рис. 43. Разрез грабена в Провинции Бассейнов и Хребтов. По Дж. Томпсону (1970 г.). Подстилающая дайка — гипотетическая. Видно сближение (конвергенция) сбросов на глубине, почти равной ширине грабена, θ — горизонтальное растяжение по сбросу

четаются в южной и юго-западной частях субсегмента со структурами северо-западного и субширотного простирания (надвигами, взбросами, складками, правыми сдвигами), обусловленными сжатием в субмеридиональном направлении (Лукьянов, 1965).

В Орегоно-Монтанском субсегменте субмеридионально вытянутые структуры растяжения затухают или, возможно, погребены под базальтовыми покровами. Наличие вулкано-тектонического грабена р. Снейк, почти перпендикулярного к упирающимся в него рифтогенным разломам Провинции Бассейнов и Хребтов, свидетельствует о том, что в Орегоно-Монтанском субсегменте в периоды мощных вулканических извержений имело место растяжение не только в широтном, но и в долготном направлении. Таким образом, растяжение в этом сегменте в основном было не поствулканическим, а синвулканическим, более рассредоточенным и не столь четко ориентированным вкост рифтового пояса, как в Калифорнийско-Колорадском субсегменте. В последнем господствовали извержения кислых магм, по-видимому, в значительной мере корового происхождения при ничтожной роли базальтовых излияний, а в Орегоно-Монтанском — напротив, доминировали гигантские базальтовые излияния траппового типа*, и лишь на западном краю вулканической области, в зоне меридионального глубинного

* Только в среднем миоцене, между 16 и 13 млн. лет, т. е. за 3 млн. лет, на Колумбийском плато накопилось 350 000 км³ базальтовых лав (A. Baksi, N. Watkins, 1973 г.).

шва Каскадных гор происходили андезитовые извержения. Наконец, существенно отличается и глубинное строение провинции Бассейнов и Хребтов и Колумбийского плато: под первой существует нормальная континентальная кора, хотя и утоньшенная (25—30 км), подстилаемая, согласно Кеннету Куку (1970; Cook, 1969), мощной линзой низкоскоростного (7,4—7,7 км/с) разуплотненного и аномально разогретого материала («коро-мантийной смесью») — см. рис. 44—I*, а под базальтами Колумбийского плато и субширотного грабена р. Снейк земная кора хотя и обладает большой мощностью (30—40 км), но лишена «гранитного» слоя и не имеет типично континентального характера (Гамилтон, Майер, 1970).

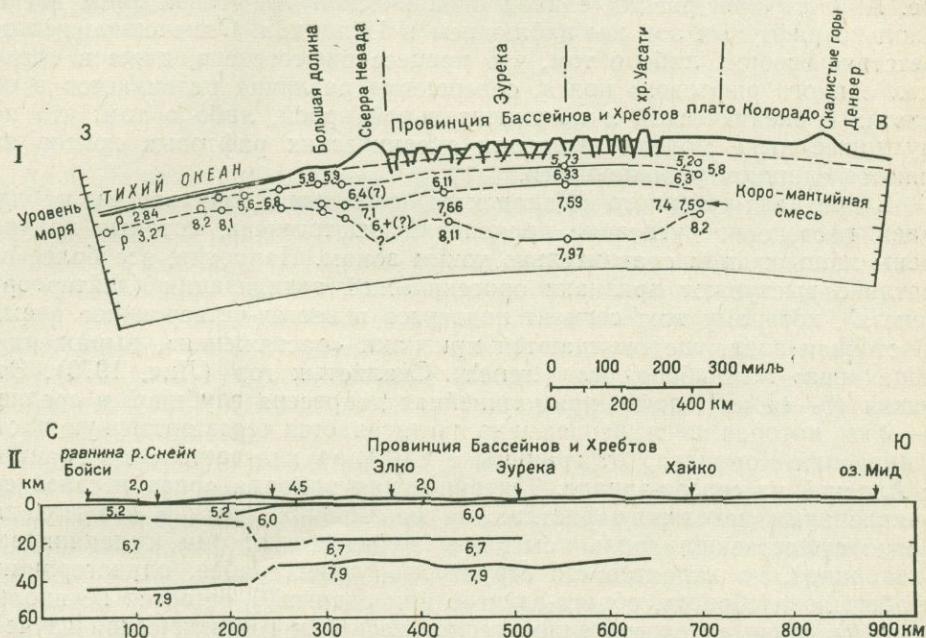


Рис. 44. Схематические глубинные сейсмические разрезы через среднюю часть Североамериканских Кордильер: I — обобщенный широтный разрез по К. Куку (1970 г.), II — долготный разрез по Д. Хиллу и Л. Пакизеру (1961 г.)

Осевая зона в пределах рассматриваемого сегмента рифтового пояса располагается к западу от побережья Орегона и Вашингтона, в восточной части Тихого океана. Она выражена здесь, к северу от трансформирующего разлома Мендосино, тремя сравнительно узкими и короткими, но довольно типичными внутриокеаническими рифтовыми хребтами (Горда, Хуан-де-Фука и Эксплорер), вытянутыми в северо-северо-восточном направлении. Эти хребты смыкаются двумя небольшими трансформирующими разломами северо-западного простирания, с которыми связаны многочисленные эпицентры землетрясений (Silver, 1971). Тепловой поток в этих хребтах и к востоку от них высок (в среднем 2,86), а близ оси хр. Хуан-де-Фука даже достигает 7,21. На севере, около 50° с. ш., система рифтовых хребтов подходит к Тихоокеанскому побережью Канады и далее не прослеживается.

Если подходить к интерпретации структуры среднего сегмента Кордильерской рифтовой системы и его соотношений с рифтовыми зонами

* Однако некоторыми геофизиками (Д. Хилл, Л. Пакизер и К. Прodel) установлены под корой этой провинции на глубинах более 30—35 км значительно более высокие скорости (7,8—7,9 км/с) (Warren, Healy, 1973) — см. рис. 44—II.

Горда—Хуан-де-Фука—Эксплорер с позиций господствующих представлений о закономерностях строения рифтовых поясов океанов, то все рифтовые структуры Мексики и США, расположенные к востоку от оси Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, должны рассматриваться как следы более древних стадий рифтогенеза, ныне активно протекающего в зонах упомянутых рифтовых хребтов, Калифорнийского залива и связывающих их трансформирующих разломов. На самом деле это не так, ибо на обширных пространствах Кордильер распространены столь же молодые структуры растяжения, образующие две главные ветви — широкую Сонорско-Невадскую, уходящую на север в Скалистые горы Канады, и более узкую, быстрее затухающую к северу ветвь Рио-Гранде. Аналогичный распад единой океанической рифтовой зоны на несколько рифтовых зон мы наблюдаем в Исландии. Отмеченное несоответствие говорит либо о том, что процесс рифтогенеза, даже в пределах единого рифтового пояса, совершенно различно развивается в областях с океанической и континентальной корой, либо о том, что популярные ныне модели эволюции океанических рифтовых поясов являются слишком упрощенными.

В пределах **северного** (Канадского) **сегмента** Кордильер мы наблюдаем постепенное угасание проявлений рифтогенеза, которые приурочены лишь к двум сравнительно узким зонам. Напротив, все более отчетливо выступают признаки орогенической активизации (дейтероорогенеза), которому этот сегмент подвергся в неоген-четвертичное время. Восточная зона, где ощущаются признаки «растяжения», выражена в виде «рва» или «борозды» (trench) Скалистых гор (Лич, 1970). Это узкая (5—13 км), почти прямолинейная депрессия глубиной в среднем 1—2 км, которая почти непрерывно протягивается через восточную часть Канадских Кордильер от границы с США на юго-востоке до границы с Аляской на северо-западе. Тектоническая природа «рва» и связь его с явлениями некоторого растяжения несомненна (хотя в его моделировке существенную роль сыграли процессы эрозии и ледниковой экзарации), но характер его структуры (узкий грабен, односторонний грабен, зона сбросов, сбросо-сдвигов или сдвигов?) остается не вполне ясной, в связи с недостаточной геологической и геофизической изученностью. Возможно, что относительная роль сдвиговых и раздвиговых перемещений со временем изменялась. Примечательно, что «ров» Скалистых гор почти точно приурочен к границе мио- и эвгеосинклинальной зон Канадских Кордильер и к восточной границе распространения гранитных интрузий и метаморфических пород и, таким образом, контролируется древним тектоническим планом, возникшим задолго до его оформления в позднекайнозойском этапе. «Ров» Скалистых гор практически асейсмичен, но он лежит на непосредственном северном продолжении узкой высокосейсмичной зоны, проходящей через восточную часть Провинции Бассейнов и Хребтов вдоль ее границы с массивом Колорадо и, таким образом, представляет узкое северное окончание крупнейшей зоны рифтовых структур США.

Вторая, не менее своеобразная зона структур растяжения совпадает с полосой чрезвычайно сильно раздробленного и расчлененного, изрезанного глубокими прямолинейными фьордами, изобилующего проливами и гористыми островами Тихоокеанского побережья Канады. Эта зона начинается там, где к берегу Северной Америки подходит внутриокеанический рифтовый хр. Эксплорер (около 50° с. ш.), и постепенно затухает около 60° с. ш. Ширина ее достигает 200—250 км. В выработке современного рельефа этой зоны существенная роль принадлежит эрозии и экзарации, но возникновение главных морфологических элементов, и, в частности, многочисленных прямолинейных рвов долготного, северо-западного и субширотного простирания было связано с существованием сети разрывов сбросо-раздвигового характера, по кото-

рым отдельные блоки испытывали дифференцированные вертикальные (с общим преобладанием опусканий) и относительные горизонтальные перемещения, в совокупности приводившие как бы к некоторому общему «расползанию» западной краевой зоны Канадских Кордильер. По характеру рельефа и, по-видимому, типу тектонических деформаций эта зона поразительно напоминает южный, Патагонский сегмент Андийского горного сооружения (Милановский, 1975), где к последнему подходит зона Западно-Чилийского внутриокеанического хребта, которому некоторые исследователи приписывают рифтовую природу. Пример перехода по простирацию океанических рифтовых хребтов Горда—Хуан-де-Фука—Эксплорер в краевую зону растяжения и дробления Западных Кордильер Канады показывает, сколь большим своеобразием отличаются структуры единого рифтового пояса на участках с океанической и континентальной корой.

Момская рифтовая зона

А. Ф. Грачев (1973, Грачев и др., 1970) рассматривает Момскую межгорную впадину во внутренней части Верхояно-Колымской мезозойской складчатой области как эпиорогенную рифтовую зону, сформировавшуюся в неоген-четвертичное время на юго-восточном континентальном продолжении Срединно-Арктического океанического рифтового хребта. Хотя окончания этих структур разделены широкой (1,5 тыс. км) зоной шельфа моря Лаптевых и аккумулятивных низменностей, они действительно могут быть связаны между собой, в пользу чего говорит приуроченность к промежуточному участку довольно узкой зоны эпицентров землетрясений.

«Момский рифт» представляет длинную (1200 км) и относительно узкую (150—200 км) депрессию северо-западного простираения, занятую продольными долинами рек Мома и Селенныха — притоков Индигирки. Впадина в основном приурочена к юго-западному краю Колымского срединного массива, но на северо-западе выходит за его границу и «перерубает» зону дугообразно окаймляющих этот массив поднятий (Тас-Хаяхтах, Полоусный хребет). С юго-запада впадина ограничена молодыми поднятиями хребтов Тас-Хаяхтах, Улахан-Чистай с высотами до 2,5—3 км (палеозой, граниты и др.), а с северо-востока — менее высокими (до 2—2,5 км) и расчлененными Момским и Селенныхским хребтами, образованными юрскими и нижнемеловыми отложениями. Впадина выполнена плиоцен-четвертичными континентальными обломочными образованиями мощностью от нескольких сотен метров до 1 км и более. Дно депрессии располагается на высоте в несколько сотен метров, а ее коренное ложе погружено местами до —0,5—1 км. С юго-запада почти повсеместно, а кое-где и с северо-востока впадина ограничена сбросами. Таким образом, асимметрия проявляется и в строении ее докайнозойского фундамента, и в новейших деформациях. К северо-восточному борту впадины приурочен позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас, сложенный недифференцированными оливиновыми базальтами, и более древний (миоценовый?) липаритовый купол Ураган-Хая (абс. возраст 16,6 млн. лет). Ассоциация базальтов и липаритов, как мы видели на примере Кордильер, характерна для эпиорогенных рифтовых зон. К Момской впадине и обрамляющим ее поднятиям приурочено много эпицентров землетрясений силой до 8, а может быть, даже до 10 баллов со средней глубиной очагов около 20 км. В ее пределах отмечено много сейсмодислокаций. Погружение Момской впадины началось в конце миоцена или плиоцене, но интенсивное воздымание обрамляющих ее хребтов в основном происходило в плейстоцене. Приведенные данные, как мне представляется, свидетельствуют о том, что предложенная А. Ф. Грачевым интерпретация Момской впадины, как находящейся на

ранней стадии эволюции впадины рифтового типа, наложенной на область мезозойд и, возможно, связанной с рифтовым хребтом Арктического океана, интересна и правомерна, хотя и нуждается для своего подтверждения в дополнительных исследованиях.

Рифтоподобные зоны периокеанических орогенных поясов

В окраинных, или периокеанических эпигеосинклинальных орогенных поясах, обрамляющих с запада и с юго-востока Тихий океан и с северо-востока — Индийский, широко распространены молодые структуры растяжения — главным образом узкие и длинные продольные грабены. Мы встречаем их в Центральной Америке (грабен Никарагуа), Андах (грабен Кито в Эквадоре, грабены продольных долин Чили), Антарктидах (грабены проливов Брансфилд и Георга VI)*, Новой Зеландии (грабен Северного острова), на Камчатке (Центрально-Камчатский грабен и др.), в Индонезии (рифтовая зона Суматры). За исключением поздних герцинид или ранних мезозойд Антарктического полуострова, испытавших в позднем кайнозое повторное горообразование, эти области представляют ларамийские или альпийские складчатые сооружения, в которых кайнозойский орогенез завершает их геосинклинальное развитие. Грабенообразные структуры в них возникали в олигоценное, неогенное или четвертичное время. Грабены характеризуются линейной формой. Длина их измеряется сотнями километров, а иногда превышает тысячу километров (грабены Чили и Суматры), а ширина составляет от первых десятков километров до 100 км. Грабены ограничены и рассечены нормальными наклонными сбросами и, несомненно, представляют собой структуры растяжения. В большинстве случаев они отличаются высокой сейсмичностью. Грабены заполнены толщами позднекайнозойских осадочных и вулканогенных образований мощностью от одного до нескольких километров и, как правило, отчетливо выражены в рельефе в виде продольных долин и озерных котловин, заливов и проливов. Развитие их происходило параллельно с ростом смежных поднятий и извержениями продуктов известково-щелочного ряда — основных, средних или кислых. По отношению к грабенам зоны извержений могут занимать двойное положение: в одних случаях (эквадорский тип) они приурочиваются к грабенам и их бортам (грабены Никарагуа, Эквадора, Суматры, Камчатки и пр.), в других (чилийский тип) — в основном или целиком располагаются в зоне поднятия, обрамляющего грабен с внутренней стороны (относительно границы с океаном). Подобное размещение центров извержений мы наблюдаем в северном и южном сегментах Чилийских Анд. Но и в этих случаях очевидна генетическая связь проявлений вулканизма и формирования грабенов (Герт, 1959; Милановский, 1975), поскольку эти процессы совпадают во времени и вулканические зоны строго приурочены к тем же поперечным отрезкам Анд, что и продольные грабены. Грабены эквадорского и чилийского типов различаются также по относительной интенсивности новейшего воздымания зон поднятий, обрамляющих грабены с разных сторон. В эквадорском типе эти зоны более или менее сходны по амплитуде воздымания (хотя сильно различаются по своей древней структуре и предшествующей истории), а в чилийском типе внутренние зоны (с проявлениями вулканизма) значительно превосходят внешние по размаху новейшего воздымания (в последних поднятие местами является лишь относительным).

Таким образом, поперечному профилю орогенических областей с грабенами чилийского типа свойственна резкая асимметрия новейшей структуры и характера новейших деформаций (рис. 45). Однако она

* Выделены Г. Э. Грикуровым (1973).

характерна и для областей с грабенами экваторского типа (Эквадор, Суматра и пр.). При движении от их внешнего океанического края к внутреннему мы наблюдаем постепенную смену молодых структур растяжения молодыми структурами сжатия, вплоть до появления сильно сжатых, опрокинутых складок и надвигов на границе складчатой области и краевого прогиба с перемещением поверхностных масс в сторону соседней платформы (например в Андах). Во времени процесс горизонтальных деформаций развивается таким образом, что «волна» сжатия последовательно перемещается в сторону платформы, а в ее «тылу» со стороны океана распространяется «волна» растяжения, к фронтальной (восточной) части которой приурочены проявления наземного вулканизма. Важнейшим проявлением поперечной асимметрии рассматриваемых областей является примыкание к их внешнему краю глубоководных желобов, отделяющих эти орогенические области от талассократонов Тихого и Индийского океанов. Между распространением вулканических зон и продольных грабенов, с одной стороны, и глубоководных желобов, с другой, также существует определенная корреляция. Так, в Новозеландской орогенической области все три явления связаны с ее северной частью и отсутствуют в южной. Отсутствуют они и в южном, Патагонском сегменте Анд.

От глубоководных желобов под орогенические области погружаются до глубины в сотни километров фокальные зоны землетрясений (зоны Беньофа Заварицкого), подчеркивающие асиммет-

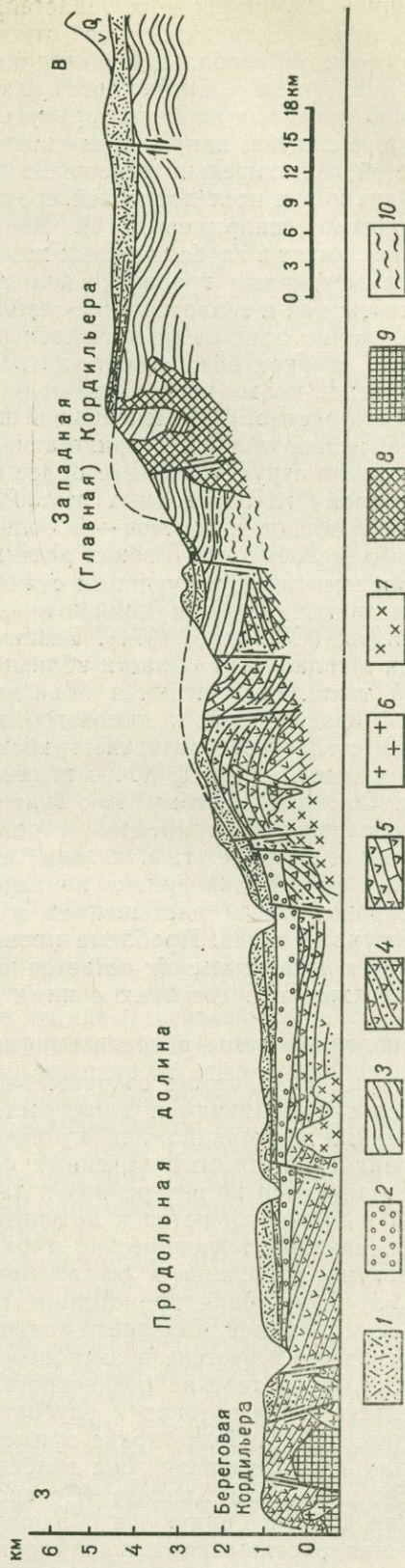


Рис. 45. Поперечный геологический разрез через грабен Продольной долины и поднятия Береговой и Западной (главной) Кордильеры Северного Чили на широте 18°30'. По Р. Саласу и др. (1966 г.)

1 — игнимбриты, конгломераты, песчаники, диатомиты (неоген); 2 — песчаники, конгломераты (олигоцен — миоцен); 3 — континентальные вулканогенно-осадочные образования (верхний мел — олигоцен?); 4 — конгломераты, андезиты (нижний мел); 5 — вулканы андезитового состава с горизонтальными морскими отложениями (байос — оксфорды); 6 — меловые граниты; 7 — меловые граниты; 8 — кайнозойские диориты; 9 — палеозойские габбро; 10 — гнейсы и слюдяные сланцы (докембрий?)

рию глубинной структуры этих областей. Под продольными грабенами фокальная поверхность лежит на относительно небольшой глубине. В концепции «новой глобальной тектоники» глубоководные желоба и поверхности Бенъофа интерпретируются как зоны погружения (субдукции) океанической коры под континентальную, т. е. как зоны сильнейшего горизонтального сжатия; напряжения сжатия, поперечного к простиранию этих областей, действительно фиксируются в сейсмических очагах фокальных зон. Однако ряд исследователей, среди которых имеются как противники мобилизма (например В. В. Белоусов), так и его сторонники (А. В. Пейве), видят в глубоководных желобах крупные структуры растяжения—асимметричные грабены; в пользу этого говорят как их морфологические черты, так и геологические особенности ряда желобов—ненарушенное залегание осадков на их плоском дне и выходы на их крутых (сбросовых?) стенках основных и ультраосновных пород нижних «слоев» океанической коры (подобно рвам рифтовых зон и трансформирующих разломов океанов). Отмеченная выше асимметрия строения молодых орогенических областей, прилегающих к желобам,—смена в них структур сжатия структурами все более сильного растяжения при движении в сторону глубоководных желобов, соседство с ними молодых продольных грабенов и горстов—в большей мере согласуется с представлением о желобах как о зонах растяжения и не увязывается с теоретическими моделями, рисующими сучивание и нагромождение материала геосинклинали при поддвигании под нее океанической литосферной плиты (Сорохтин, 1974). Возникновение продольных структур растяжения в складчатой области вблизи желоба некоторые сторонники глобальной тектоники пытаются объяснить гравитационным «расплыванием» или «расползанием» высокогорного сооружения, но с этим объяснением не согласуется развитие грабенов в таких областях, как Суматра, где «горный» рельеф почти целиком создан вулканическими постройками. Согласно другому, как будто более правдоподобному объяснению, образование грабенов, горстов, нормальных сбросов на прилегающем к желобу (т. е. к зоне субдукции) краю континента связывается с «подворачиванием» континентальной литосферы, которое должно сопровождаться растяжением в верхних горизонтах, испытывающих выпуклый изгиб. Проблема происхождения глубоководных желобов является пока открытой; остается неясной и причина возникновения зон растяжения в соседних с ними складчатых сооружениях.

Рифтоподобные зоны в средиземноморском складчатом поясе

В некоторых складчатых сооружениях Средиземноморского складчатого пояса прослеживаются зоны, состоящие из относительно узких, но протяженных четковидно или кулисно расположенных грабенов и односторонних грабенов, ограниченных нормальными сбросами. Обычно они располагаются во внутренних и даже осевых частях складчатых сооружений и приурочиваются к древним продольным глубинным разломам, разделяющим тектонические зоны с различной структурой и историей развития, вошедшие в состав мегантиклинория. Формирование подобных зон растяжения происходило после главной эпохи складкообразования, создавшей складчато-надвиговую структуру этих сооружений, в основном в неогене и антропогене, т. е. в орогенном этапе и, главным образом, в течение позднеорогенной стадии. Эти зоны выражены в рельефе в виде узких и глубоких линейно-вытянутых внутригорных депрессий. Наиболее яркие примеры подобных зон мы находим в балканидах (Забалканская зона грабенообразных впадин, Йорданов и др., 1965), на Малом Кавказе (Севанская зона грабенов и впадин, Милановский, 1968) и Гиндукуше (Славин, Демин, 1972).

Проявления растяжения в позднеорогенной стадии, выраженные в формировании многочисленных наложенных впадин и грабенов, свой-

ственны также некоторым асимметричным альпийским сооружениям с моновергентной складчато-покровной структурой (Бетиды, Телльский, Атлас, Апеннины, некоторые районы Карпат, Эллинид, Таврид). Наложенные впадины в этих сооружениях обладают менее удлиненной формой и не приурочиваются к определенным узким зонам, а рассеяны на широкой площади этих сооружений, кроме их аллохтонных фронтальных частей. Образование подобных впадин отражает распространение процесса растяжения, первоначально проявившегося в зонах срединных массивов и глубоководных внутренних впадин, «в тылу» складчато-покровных сооружений, в пределы последних. Деформации растяжения, которым подвергался в течение орогенного этапа альпийского «цикла» ряд срединных массивов (Паннонский, Родопский, массивы Анатолии и пр.) Средиземноморского пояса, а также глубоководных внутренних впадин с субокеанической корой, вероятно, возникших на месте подобных же массивов (Альборанская, Тирренская, Эгейская), представляют собой проявления процесса, близкого к эпиорогенному рифтогенезу. Подобно внутриконтинентальным и межконтинентальным рифтовым зонам, эти внутренние области растяжения в Средиземноморском поясе характеризуются утонщенной (до 25 км на Паннонском массиве) континентальной корой или корой субокеанического типа, подъемом кровли астеносферы, высокими значениями величин теплового потока (до 2—3 е. т. п.), нередко мощными проявлениями орогенного вулканизма, высокой сейсмичностью (с горизонтальными растягивающими напряжениями в очагах). В их пределах широко распространены такие структуры растяжения, как нормальные наклонные сбросы, грабены, горсты и пр. Однако по своей общей, близкой к изометричной форме и по отсутствию единого основного направления растяжения эти зоны существенно отличаются от типичных рифтовых зон с их линейной вытянутостью и поперечным растяжением. Но в целом область Средиземноморья с ее внутренними глубоководными субокеаническими впадинами, срединными массивами и обрамляющими их складчатыми сооружениями с наложенными впадинами и грабенами можно рассматривать как огромную область с преобладанием разнообразно ориентированных на разных ее участках горизонтальных растяжений в течение позднеорогенной стадии (т. е. начиная с миоцена или плиоцена). Иначе говоря, как своеобразный «рифтоподобный пояс» или «рифтовую систему», состоящую из ряда своего рода овальных и изометричных «рифтовых зон» континентального (=срединные массивы) и межконтинентального типа (=внутренние глубоководные субокеанические впадины). Этот пояс, судя по данным о распределении эпицентров землетрясений, продолжается на запад от Гибралтара к Азорскому вулканическому архипелагу и через него связывается с перпендикулярным к нему Срединно-Атлантическим рифтовым хребтом, а на востоке почти смыкается с Суэцкой рифтовой зоной, а следовательно, с Африкано-Аравийским и Индо-Аравийским рифтовым поясом. Таким образом, Африка со всех сторон окружена рифтовыми поясами и зонами.

Своеобразие проявлений и структурного выражения эпиорогенного рифтогенеза в Средиземноморском поясе, очевидно, следует объяснить особенностями его тектонического плана, а именно дугообразно-петельчатым рисунком большинства геосинклинальных прогибов и возникших на их месте складчатых сооружений и близкой к изометричной формой разделяющих их «междугорий». Поскольку структурный план рифтовых зон в основном наследует (или, точнее, использует) ранее возникшие структурные неоднородности земной коры, «типичные» линейные рифтовые зоны могут возникнуть лишь в областях с более или менее прямолинейной складчато-разрывной структурой, но их формированию противопоказаны причудливо «закрученные» в плане структурные (Средиземноморье, Казахское нагорье, Индонезия).

ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИЕ РИФТОВЫЕ ПОЯСА И РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ИСЛАНДИИ

Поскольку внутриокеанические рифтовые пояса пространственно и структурно связаны через межконтинентальные рифтовые зоны с внутриконтинентальными в единую мировую рифтовую систему и являются, как полагают некоторые исследователи, наиболее зрелыми, далеко зашедшими в своем развитии членами единого генетического ряда рифтовых структур или, во всяком случае, родственными внутриконтинентальным рифтовым зонам тектоническими образованиями, нам необходимо хотя бы очень кратко коснуться некоторых вопросов их строения и происхождения, подробно и всесторонне освещенных в последнее время в работах многих зарубежных и отечественных исследователей (Б. Хейзен, Г. Менард, М. и Дж. Юинг, М. Тальвани, Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев и др.).

В пределах внутриокеанического Атлантического пояса располагается крупный массив суши — о-в Исландия. Хотя он входит в состав этого рифтового пояса, но по своему строению резко отличается от типичных океанических рифтовых зон и обладает некоторыми чертами сходства с рифтовыми зонами континентов и поэтому в данной работе рассматривается как некое образование, промежуточное по своему характеру между рифтовыми структурами континентов и океанов.

РИФТОВЫЕ ПОЯСА ОКЕАНОВ

Внутриокеанические рифтовые пояса (или георифтогенали, по Г. Б. Удинцеву) представляют полосовидные области океанического ложа, отличающиеся высокой тектонической и магматической активностью с общей тенденцией к горизонтальному расширению, выраженные грандиозными подводными хребтами относительной высотой до 2—4 км, шириной от нескольких сотен километров до 2—3 тыс. км (границы хребтов с обрамляющим их ложем океана проводятся несколько условно) и общей протяженностью не менее 60 тыс. км, непрерывно прослеживающиеся через все океаны Земли. Система внутриокеанических рифтовых хребтов состоит из главного «ствола» и нескольких его ответвлений (Индо-Аравийский, или Карлсбергский хребет в Индийском океане и, может быть, хребты Западно-Чилийский, Карнеги и Кокосовый в Тихом океане). Положение, близкое к медианному, главный «ствол» занимает лишь в Атлантическом и Индийском океанах, тогда как в Тихом океане внутриокеанический рифтовый хребет приближен к его Антарктическому и Американскому побережьям, а в Арктическом — к Европейскому; поэтому обычно употребляемый в отношении их термин срединно-океанический хребет (рифтовый пояс) в целом является не вполне правильным. По существу все внутриокеанические рифтовые хребты главного «ствола», за исключением несколько обособленного рифтового пояса Арктического океана, представляет единый пояс, который можно лишь условно разделить на рифтовые пояса Атлантического, Индийского и Тихого океанов, подобно тому, как условно деление Мирового океана на соответствующие океанические бассейны (см. рис. 2). Более четко и определенно выделяются внутри рифтовых поясов океанов их звенья — внутриокеанические рифтовые

зоны. В качестве их следует рассматривать отрезки этих поясов, как бы «смещенные» в плане друг относительно друга и разделенные зонами крупных трансформирующих разломов.

Характерной чертой рельефа внутриокеанических рифтовых хребтов, в целом чрезвычайно пологих, является осложнение их склонов многочисленными узкими параллельными или субпараллельными оси хребтов грядками и ложбинами шириной 5—15 км, которые протягиваются между соседними зонами трансформирующих разломов, обрываясь ими. Эти гряды наиболее четко выражены и обладают наибольшей относительной высотой (до 1 км) вблизи оси хребта, где они сложены на поверхности толентовыми базальтами; по мере удаления от оси резкость морфологического выражения гряд уменьшается вследствие заполнения ложбин все более мощными осадками, а еще дальше от оси хребта осадки начинают перекрывать и гряды. С удалением от оси хребта в основании осадочного покрова появляются все более древние осадки (например, от плиоценовых близ свода Срединно-Атлантического хребта до палеогеновых, верхнемеловых и даже нижнемеловых в периферических зонах Атлантики).

Обособление гряд и ложбин обычно связывают с рассеченностью хребта множеством вертикальных или крутых продольных разломов на узкие блоки или пластины, однако существует также мнение, что эти гряды могут являться вулканическими постройками, возникшими под зонами трещинных подводных извержений, т. е. образованиями, родственными вулканическим грядкам, сформированным при подледных четвертичных извержениях в Исландии (Thorarinsson, 1967). Скорее всего, они представляют формы вулканической аккумуляции над трещинами и дайками, измененные последующими подвижками по продольным разломам. Центральное положение в структуре и морфологии хребта часто занимает осевая рифтовая долина, отличающаяся от продольных ложбин на его флангах большей глубиной (до 2—4 км) и шириной (от 5—10 км на их дне до нескольких десятков километров в верхних частях склонов). На ее крутых (до 30° и более) склонах (как и на склонах впадин в зонах трансформирующих разломов), драгированием установлено присутствие в верхних частях склонов базальтовых лав, а ниже — зеленокаменноизмененных основных эффузивов, основных интрузивных пород и серпентинизированных гипербазитов, рассматриваемых как породы второго и третьего сейсмических «слоев» океанической коры.

Происхождение рифтовой долины связывается с сильным растяжением в осевой зоне хребта, приводящим к возникновению грабена, ограниченного нормальными сбросами, или раздвиговой полости, заполняемой поднимающимся из глубин магматическим материалом. Однако наличие осевой рифтовой долины не является обязательным атрибутом рассматриваемых зон: на ряде хорошо изученных, протяженных их отрезков (например, хр. Рейньянес, ряд участков Индо-океанского и Восточно-Тихоокеанского хребтов) четко выраженная рифтовая долина отсутствует. Причина ее отсутствия недостаточно ясна; во всяком случае оно не является показателем вялости или остановки процесса растяжения в рифтовом хребте.

Уже говорилось, что внутриокеанические рифтовые пояса рассечены на отдельные отрезки (рифтовые зоны), как бы смещенные один относительно другого на десятки и сотни километров поперечными или диагональными по отношению к простиранию пояса зонами трансформирующих разломов. Морфологически они могут быть выражены уступами различной относительной высоты, очень узкими, иногда чрезвычайно глубокими (до —7—8 км) впадинами, как, например, щелевидные субширотные впадины Романш, Чейн, Вима и другими в Атлантическом океане), иногда очень узкими поперечными грядками и пр. В зонах

трансформирующих разломов преобладают сдвиговые смещения, которые могут сопровождаться незначительной растягивающей (сдвигораздвиги) или сжимающей компонентой. В последнее время почти общепринятым является представление Дж. Т. Вильсона о том, что зоны трансформирующих разломов древнее пересекаемых ими участков рифтовых хребтов океанов, что горизонтальные смещения в этих зонах происходили не после возникновения продольных структур рифтового пояса, а одновременно с их формированием в процессе общего растяжения, и что оси соседних отрезков рифтового пояса в ходе этого процесса сохраняли свое взаимное расположение и никогда непосредственно не соединялись друг с другом. Согласно этой интерпретации, направление относительного горизонтального перемещения блоков вдоль зон трансформирующих разломов противоположно тому, которое следовало бы из трактовки их в качестве обычных поперечных сдвигов. Наличие зон трансформирующих разломов представляет специфическую черту, свойственную внутриокеаническим и межконтинентальным рифтовым зонам, т. е. областям рифтогенеза, лишенным континентальной коры, но в своем типичном структурном выражении они почти совершенно отсутствуют во внутриконтинентальных рифтовых зонах (за исключением разлома Сан-Андреас), рифтовых зонах Исландии, хотя некоторые исследователи и стремятся истолковать участки между отдельными кулисно расположенными рифтами континентов и Исландии в качестве своеобразных зон трансформирующих разломов.

Внутриокеанические рифтовые хребты отличаются высокой сейсмической активностью, при этом эпицентры землетрясений приурочены почти исключительно к их осевым зонам и, главным образом, к смыкающим их отрезкам зон трансформирующих разломов, в которых в современную эпоху продолжается относительное поперечное смещение. Глубина очагов землетрясений не превышает первых десятков километров, а векторы максимальных растягивающих напряжений в очагах ориентированы субгоризонтально и поперечно к оси рифтового пояса, что совпадает с их направлением в континентальных рифтовых зонах, например Байкальской. Однако векторы максимальных сжимающих напряжений в срединном хребте Атлантического океана ориентированы не субвертикально, как в Байкальской зоне, а субгоризонтально и приблизительно вдоль оси хребта, в связи с чем подвижки в очагах исследованных землетрясений, приуроченных к зонам несколько косо секущих его трансформирующих разломов, являются в этом рифтовом поясе почти чистыми сдвигами (Мишарина, 1967).

Приосевые части рифтовых поясов океанов шириной в несколько сотен километров характеризуются повышенными против средних значений в 2—3 и даже в 4 раза (в Восточно-Тихоокеанском хребте) значениями величины теплового потока; как правило, он постепенно возрастает по мере движения от подножий к осям рифтовых хребтов, но несколько падает в узких осевых зонах. С существованием высокого теплового потока хорошо согласуется их вулканическая активность, выраженная мощными подводными трещинными излияниями подушечных лав типа толеитовых базальтов. Осевые зоны рифтовых хребтов океанов характеризуются высокой гидротермальной активностью. На ряде их участков установлен вынос гидротермами значительных количеств ряда металлов, с которым связано накопление в подобных зонах своеобразных рудоносных осадков с высокими содержаниями Fe (до 40%), Mn, Cr, B, V, Ni, Cu, Mo, Ca и, напротив, пониженными — Al и Ti (напомним, что аналогичные металлоносные гидротермы и осадки обнаружены и в котловинах осевого трога Красного моря).

Гравитационное поле внутриокеанических рифтовых хребтов отличается от обрамляющих их талассократонов приуроченностью к ним зон положительных аномалий в редукции Фая (с узким линейным миниму-

мом над осевой рифтовой долиной) и зон относительных гравитационных минимумов на картах аномалий Буге. В целом литосфера океанических рифтовых хребтов изостатически вполне уравновешена за счет наличия под хребтами линзовидных выступов относительно разуплотненного мантийного вещества.

Строение внутриокеанических рифтовых поясов, судя по сейсмическим данным, отличается от талассократонов. Для последних характерна трехслойная кора, состоящая из слабо уплотненных кайнозойских и, местами, мезозойских осадков со скоростями продольных волн 2—4 км/с и мощностью от 0,1 до 1 км (в среднем 0,3—0,4 км); так называемого «второго слоя» со скоростью 4—5 км/с, сложенного, по-видимому, чередованием базальтовых покровов, гиало- и пирокластитов и уплотненных осадочных пород, со средней мощностью 1,5—2 км, и «третьего» слоя со скоростями 6,7—6,8 км/с, представленного, по всей вероятности, метаморфизованными основными эффузивами, габброидами (и, может быть, серпентинизированными ультраосновными породами?) со средней мощностью 4—5 км. На глубинах в среднем 6—6,5 км от дна океана располагается кровля верхней мантии, скорее всего перидотитового состава со средней скоростью 8—8,2 км/с.

На глубинах 50—200 км намечается существование астеносферы — зоны пониженных сейсмических скоростей, обусловленных уменьшением вязкости на 1—2 порядка или даже частичным плавлением вещества верхней мантии.

По мере приближения к осям внутриокеанических рифтовых хребтов слой осадков постепенно выклинивается, второй и третий слои приподнимаются и несколько уменьшаются в мощности. Поверхность М также несколько приподнимается и становится менее четкой; скорости продольных волн ниже этой границы уменьшаются под средней частью хребта до 7,0—7,5 км/с, что, как предполагается, связано с присутствием под ней линзы аномально разогретого, разуплотненного пластичного вещества верхней мантии или выступа необычайно раздутого в этой зоне астеносферного слоя. Кровля этой линзы располагается всего в 4—5 км ниже поверхности хребта и, может быть, достигает днища наиболее глубоких из пересекающих его продольных и поперечных рвов; глубина ее подошвы недостаточно ясна. В пределах этой линзы происходит выплавление базальтовой магмы, поднимающейся по продольным трещинам и изливающейся на поверхность в осевой зоне хребта. Внутриокеанический хребет в целом рассматривается как зона, испытывающая воздымание и поперечное растяжение, связанное с подъемом разогретого и разуплотненного астеносферного материала и его некоторым растеканием под корой в разные стороны.

Относительно масштаба и скорости растяжения, происходящего в рифтовых зонах океанов, существуют весьма различные взгляды, начиная от допущения ничтожной величины растяжения (например, В. В. Белоусов) или предположения о его умеренном масштабе и ограниченности собственно рифтовым хребтом (Г. Б. Удинцев) вплоть до представлений о рифтовых зонах океанов как генераторах океанической коры, которая создается в результате подъема материала, выплавленного из верхней мантии, растекается в разные стороны в виде гигантских литосферных океанических плит и вновь погружается, уходя под литосферные плиты континентов по наклонным поверхностям зон Беньофа (Ф. Дити, Г. Хесс и др.).

Одной из характерных геофизических черт внутриокеанических рифтовых поясов является приуроченность к ним линейных полосовидных магнитных аномалий, вытянутых параллельно их осям и обладающих, по крайней мере, в ряде хорошо изученных районов (Срединно-Арктический хребет, хр. Рейньянес и некоторые более южные участки Срединно-Атлантического хребта, южный участок Восточно-Тихоокеанского

хребта и др.) поразительной симметрией своего расположения по обе стороны от оси рифтового пояса. В зонах трансформирующих разломов рисунок полосовидных аномалий резко нарушается, и их продолжения смещаются в ту же сторону и на такое же расстояние, что и осевая рифтовая долина и другие морфологические элементы рифтового хребта. Интенсивность аномалий максимальна близ оси хребта и ослабевает к его подножьям. Полосовидный рисунок магнитного поля присущ не только рифтовым поясам океанов, но и ряду отдаленных от них районов талассократонов. Вместе с тем, в пределах некоторых зон талассократонов, в частности периферических зон Атлантического океана, полосовидные линейные аномалии отсутствуют (зоны «спокойного магнитного поля»). Линейные магнитные аномалии рифтовых хребтов по своему простираению совпадают с продольными элементами их рельефа, но лишь частично непосредственно коррелируются с ними и не могут быть полностью объяснены тектоническими деформациями или трещинными излияниями, приведшими к возникновению этих подводных гряд. Глубина залегания и природа возмущающих масс, вызывающих возникновение «зебрового» магнитного поля океанов, окончательно не установлены. Большинство исследователей связывают его с покровами базальтов или мощными дайкообразными телами основных пород, присутствующими соответственно во втором и третьем «слоях» океанической коры. Однако существует мнение, что они отражают влияние реликтовых структур гипотетического древнего складчатого фундамента, погребенного под ложем океанов (А. Мейергофф). Т. Н. Симоненко и Ю. М. Шейнманном (1973) было отмечено поразительное сходство рисунка полосовидного магнитного поля океанов и некоторых материковых областей, например Западно-Сибирской плиты и Урала. Согласно гипотезе Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, происхождение полосовидного магнитного поля связано с последовательным внедрением (или излиянием) в узкой, но непрерывно «раскрывающейся» осевой зоне рифтового хребта все новых порций базальтов, приобретающих свою намагниченность в связи с многократными инверсиями магнитного поля Земли в течение позднего мезозоя и кайнозоя.

Создание шкалы инверсий магнитного поля, достоверной и детальной для антропогена и плейстоцена и пока еще менее полной и надежной для предшествующих эпох кайнозоя, позволило с долей условности идентифицировать симметричные полосовидные аномалии рифтовых хребтов с зонами (эпохами) различной полярности магнитного поля Земли и попытаться использовать полосы аномального магнитного поля океанов как своеобразные «изохроны», фиксирующие последовательные стадии «раскрытия» океанических рифтовых зон и расширения (растекания) океанического дна и дающие возможность судить о скорости этого процесса. Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане показали, хотя и не везде, приблизительное соответствие возраста базальтов, обнаруженных в основании осадочной толщи (т. е. кровли «второго слоя»), датировкам соответствующих зон магнитного поля согласно концепции «растекания океанического дна». Гипотеза «новой глобальной тектоники» или «тектоники плит», остроумно и логично объединившая представления о расширении земной коры в рифтовых зонах, природе трансформирующих разломов и инверсиях магнитного поля Земли как причине возникновения полосовидных магнитных аномалий океанов, а также палеомагнитные данные, позволяющие предполагать изменение взаиморасположения платформ и материковых массивов в ходе фанерозойской истории Земли, окончательно оформилась к 1968 г. в работах Б. Айзекса, Дж. Оливера, Л. Сайкса, В. Моргана и К. Ле-Пишона и в последние годы приобрела исключительную популярность и признание среди многих зарубежных и некоторых советских геофизиков и геологов (Кропоткин, 1973; Зоненшайн, 1972;

Ушаков, 1974 и др.)*. Вместе с тем, со стороны ряда исследователей она встретила хотя и благожелательное, но более осторожное отношение (Хаин, 1973) или даже резко критическую оценку и решительные возражения вплоть до полного отрицания ее основ как за рубежом (работы А. и Х. Мейергоффов и др.), так и в нашей стране (Белоусов, 1970, 1973; Шейнманн, 1968, 1974 и др.).

Не вдаваясь в критический анализ концепции глобальной тектоники, отметим лишь, что в своем первоначальном виде эта гипотеза, при всей подкупающей стройности и простоте, обеспечившей ей особый успех в широких кругах людей, далеких от геологии, поражала крайней схематичностью и односторонностью; в ней не учитывались и не объяснялись многие фундаментальные закономерности строения и развития континентов, в частности платформ и геосинклинальных областей.

В последние годы приверженцы глобальной тектоники стремятся развить, модифицировать эту концепцию, чтобы связать ее с представлениями о развитии геосинклиналей, устранить противоречия элементарной схемы с реальными геологическими соотношениями в различных районах и т. д. При этом концепция «тектоники плит» все более усложняется и начинает утрачивать первоначальную стройность. Наиболее интересным моментом в ней является попытка представить протекающие в разных тектонических зонах Земли процессы растяжения и сжатия, поднятия и опускания в некоем общепланетарном равновесии, как проявления общего, глобального механизма. Движущие силы этого механизма остаются пока недостаточно ясными, а некоторые его основные элементы, в первую очередь реальность субдукции, т. е. глубокого погружения или «всасывания» литосферных плит в наклонных зонах Бенъофа, — мало вероятными. Принимаемый масштаб горизонтального перемещения литосферных плит представляется преувеличенным, а постулируемая универсальность этого процесса, непрерывность и повсеместность его проявления на всей площади Земли в течение всего фанерозоя — весьма сомнительной.

Наиболее просто с позиций этой неомобилистской концепции, как и с позиций вегенеровского мобилизма 20-х годов, объясняется происхождение впадины Атлантического океана. Поразительное подобие очертаний его континентальных бортов, а также Срединно-Атлантического хребта дает серьезные основания предполагать, что оно не является случайным и обусловлено существованием единого механизма, приведшего к формированию впадины Атлантического океана и его Срединного хребта. Однако параллелизм или подобие границ является, как мы показали на ряде примеров, общей закономерностью строения большинства внутриконтинентальных и межконтинентальных рифтовых зон, не связанной с первоначальным примыканием друг к другу их бортов. Напротив, доказано, что эти рифты представляют собой грабены с опустившимся днищем, и истинная амплитуда растяжения, сопровождавшего (или даже вызвавшего) их формирование, была гораздо меньше (для континентальных рифтов приблизительно на порядок меньше) их ширины. Нет оснований исключать подобную закономерность и для впадины Атлантического океана, т. е. вполне вероятно, что истинная величина растяжения в области этого океана была значительно меньше его ширины и что его образование было обязано сложному сочетанию процессов растяжения, опусканий, подъема и выноса на поверхность основного магматического материала и переработки коры. Хотя формирование Срединно-Атлантического хребта «вписывается» в этот комплекс тектоно-магматических процессов, но время его возникновения

* Наиболее полное изложение этой концепции имеется в работе Ж. Кулона (1973) с интересным послесловием А. Ф. Грачева.

не обязательно должно соответствовать времени заложения океанической впадины; хребет может быть значительно моложе. С наибольшей уверенностью об этом можно говорить в отношении северных участков Атлантического хребта — узких хребтов Рейньянес, Кольбейнсей, Мона, во много раз уступающих по своей ширине соответствующим поперечным сечениям Атлантики. В пределах этих хребтов установлены лишь полосовидные аномалии неогенового возраста. Правда, к востоку от них, между Исландией и Норвегией, намечается система менее резких полосовидных магнитных аномалий, интерпретируемая некоторыми исследователями как более древняя, донеогеновая рифтовая зона. Но если даже допустить, что ширина внутриокеанической рифтовой зоны соответствует амплитуде растяжения, то суммарная ширина обеих — древней и современной — рифтовых зон в Северной Атлантике окажется в несколько раз меньше ее общей ширины между Гренландией и Норвегией. Аналогичным образом современный Срединно-Арктический хребет и древний рифтовый (?) хр. Менделеева занимают лишь небольшую часть впадины Северного Ледовитого океана и не согласуются с ее общей конфигурацией.

Более сложной и неоднозначной выглядит с позиции неомобилизма история впадины Индийского океана. Здесь ныне существует не один, а три сходящихся в одной точке внутриокеанических рифтовых хребта; параллелизм контуров отсутствует, а сходство очертаний обрамляющих эту океаническую впадину материковых глыб можно увидеть лишь при большом желании; есть признаки того, что отдельные участки океана существовали уже с палеозоя. Для Индийского океана были предложены различные варианты процесса его последовательного «раскрытия». Общим в них является допущение, что отдельные материковые глыбы, некогда образовавшие единый суперконтинент Гондвану, после ее распада на разных стадиях формирования океанической впадины перемещались одна относительно другой не только с разной скоростью, но и в разных направлениях, а рифтовые хребты со временем должны были изменять свое расположение и конфигурацию. В частности, предполагается, что современный вытянутый в северо-западном направлении Индо-Аравийский или Карлсбергский хребет представляет довольно молодое, неогеновое образование, наложенное под значительным углом на систему широтных полосовидных аномалий, датируемых концом мела — эоценом. Предполагается существование в северо-восточной части океана значительной области с древней, домезозойской корой.

С еще большими сложностями мы встречаемся при приложении концепции тектоники плит ко впадине Тихого океана. Очевидно, что эта огромная впадина значительно древнее, чем пересекающий юго-восточную часть Тихого океана Восточно-Тихоокеанский рифтовый хребет. На северо-востоке последний переходит по простиранию на Североамериканский континент, накладываясь на мезозойское складчатое сооружение Кордильер, и здесь время возникновения структур рифтового пояса относится к олигоцену. При этом в области Кордильер формирование рифтогенных структур происходило одновременно по всей ширине пояса, а не в узкой осевой зоне, как это предполагается в отношении рифтовых поясов океанов. Помимо главного Восточно-Тихоокеанского рифтового хребта, существует несколько сейсмоактивных хребтов, нередко трактуемых как его восточные ответвления, перпендикулярные к складчатым сооружениям Центрально- и Южно-американских Кордильер. По разные стороны от современного рифтового хребта по расположению полосовидных магнитных аномалий намечаются фрагменты параллельных ему более древних, отмерших рифтовых зон, а также системы полосовидных аномалий в разных районах Тихого океана (северном, северо-западном и пр.), предположительно принадлежащие флангам рифтовых зон, осевые части которых якобы погрузились по

зонам Бенъофа под континентальную литосферу Аляски, Северо-Восточной Азии и пр. Следовательно, возникновение и развитие внутриокеанических рифтовых хребтов не обязательно начинается с разобщения первоначально сомкнутых глыб континентальной коры, а может начинаться в пределах уже существовавших к моменту их заложения талассократонов. Допустимо также предположение, что и внутриокеанические рифтовые пояса в других океанах в целом моложе последних. Некоторые внутриокеанические рифтовые пояса могут со временем отмирать, а параллельно или под углом к ним в пределах того же океана могут закладываться новые. Переход внутриокеанических рифтовых поясов через межконтинентальные рифтовые зоны на территорию континента (Африкано-Аравийский, Кордильерский рифтовые пояса) и их одновременное развитие говорит о том, что формирование рифтовых поясов представляет глобальный процесс, захватывающий как океаны, так и континенты, но по-разному проявляющийся в пределах этих геоструктурных областей, и, очевидно, имеющий более глубинный механизм, чем те глубины, на которые распространяются в мантию различия между континентами и океанами. В этом отношении рифтогенез сходен с геосинклинальным процессом, поскольку геосинклинальные области и пояса также могут закладываться как на океанической, так и на материковой коре.

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ИСЛАНДИИ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Исландия является единственным крупным массивом суши (103 000 км²) в пределах всей системы внутриокеанических рифтовых зон Земли. Ее положение, а также исключительно мощные и эффективные проявления новейшего базальтового вулканизма и растяжения (зияющие трещины, грабены и пр.) привлекают к ней в последнее время внимание геологов и геофизиков, предполагающих найти здесь легко доступный наземный объект для исследования современного океанического рифтогенеза. Однако хотя этот остров «пронизывает» Срединно-Атлантический рифтовый хребет, его исландский отрезок обладает большим своеобразием. Происхождение структуры Исландии и ее глубинное строение остаются недостаточно ясными и трактуются различно.

Наиболее детальные описания геологического строения, магматизма и геофизических полей Исландии содержатся в сборниках «On the geology and geophysics on Iceland» (1960) и «Iceland and Mid Ocean Ridges» (1967) и обобщающих работах С. Тораринсона (1970), Г. Палмасаона и К. Саймундсона (Palmason, Saemundsson, 1974); интересны работы советских геологов, посетивших Исландию (Муратов, 1961; Баскина, 1971, 1972). По различным вопросам геологии, вулканизма и геофизики Исландии опубликовано много ценных работ ряда исландских, а также западногерманских, голландских, английских и американских исследователей. В 1971—1973 гг. на территории Исландии и в водах омывающих ее морей проводила комплексные геолого-геофизические исследования Советская геодинамическая экспедиция под руководством В. В. Белоусова, в которой принимал участие автор. Результаты этих исследований позволили существенно дополнить или пересмотреть представления по многим вопросам геологии, геохимии и глубинного строения Исландии.

Северная Атлантика представляет область длительных, неоднократно возобновлявшихся проявлений процессов рифтогенеза. Наиболее ранняя эпоха континентального рифтообразования относится к девону — перми, когда на месте Северо-Атлантического (грампианского) эпигеосинклинального складчатого пояса возник ряд глубоких и узких грабенов растяжения. С поздней перми до мела в Северной Атлантике существовали морские эпиконтинентальные бассейны. В палеогене эта об-

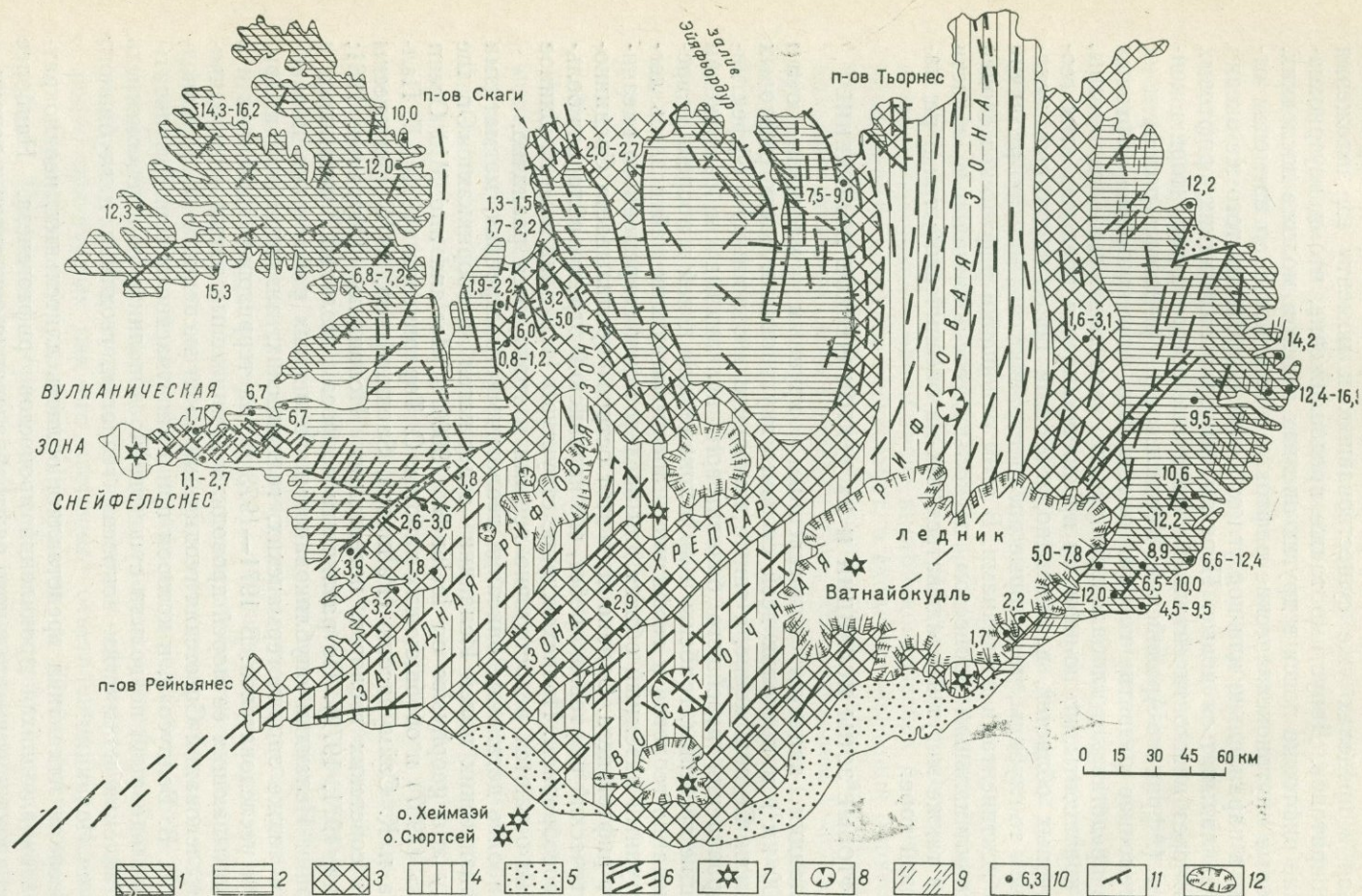


Рис. 46. Схема геологического строения Исландии. Составил Е. Е. Милановский (1974 г.)

1 — комплекс миоценовых платобазальтов, нижняя часть (16—9 млн. лет); 2 — то же, верхняя часть (9—6 млн. лет); 3 — плиоцен — эоплейстоценовый вулканогенно-осадочный комплекс (5,5—0,7 млн. лет); 4 — плейстоцен-голоценовый вулканогенный комплекс; 5 — голоценовые осадочные образования; 6 — крупные сбросы и трещины растяжения; 7 — крупнейшие позднечетвертичные вулканы (центрального и трещинного типа); 8 — крупнейшие позднечетвертичные кальдеры; 9 — рои неогеновых базальтовых даек; 10 — абсолютный возраст пород (в млн. лет); 11 — элементы залегания пород; 12 — современные ледники

ласть становится ареной грандиозного базальтового траппового вулканизма, охватившего более 2 млн. км². Исландия находится в центре Северо-Атлантической, или Брито-Арктической, области кайнозойского траппового вулканизма, причем на восточном побережье Гренландии палеогеновые трапповые покровы погружаются в сторону Исландии. Видимый разрез в Исландии начинается с миоценового базальтового комплекса мощностью до 8—10 км, который по особенностям своего петрохимического состава и условиям залегания представляет типичную трапповую формацию. Миоценовые базальты, несомненно, присутствуют на большей части площади Исландии, а также на широком (до 100—150 км) абразионном шельфе, окружающем остров, слагая внутреннюю часть (по-видимому, не менее 200 000 км²) значительно более обширной области палеогенового вулканизма. Комплекс миоценовых платобазальтов обнажается в виде трех полей — в восточной, северо-западной частях острова и на центральном участке Северной Исландии (рис. 46). В обоих окраинных районах он залегает моноклинально, полого (2—10°, изредка до 15—20°) погружаясь соответственно к западу и юго-востоку, т. е. в направлении внутренних районов острова, но в южной части северо-западного района моноклинальное залегание осложняется двумя пологими складками — Снейфедльснесской синклиналью и Боргарнесской антиклиналью. В центрально-северном районе миоценовый комплекс полого падает к западу, югу и юго-востоку, образуя периклиналь. Относительно наиболее крутое залегание (10—20°) характерно для региональной флексуры в районе перешейка между северо-западным полуостровом и основной частью Исландии. Миоценовый вулканический комплекс датируется в пределах от 13—16 до 6—8 млн. лет (Moorbath *et al.*, 1968; Palmason, Saemundsson, 1974), т. е. принадлежит к среднему и позднему миоцену*, что подтверждается также результатами фитостратического анализа многочисленных остатков флоры в линзах озерно-болотных отложений среди лав, выполненного М. А. Ахметьевым. Накопление этого комплекса происходило в субаэральных условиях, но полное отсутствие в нем остатков наземных позвоночных позволяет предполагать, что, по крайней мере, начиная с миоцена Исландия представляла собой изолированный вулканический остров.

Миоценовый комплекс в основном сложен из огромного количества потоков базальтов со столбчатой отдельностью, мощностью от долей метра до 10—20 м. В некоторых потоках отмечаются признаки излияния в небольшие, мелководные озерные водоемы (появление пиллоу-лав и гялокластитов). Детальное изучение Восточной Исландии (Walker, 1964 и др.) показало, что мощность всего комплекса и отдельных потоков и число их возрастают в направлении регионального наклона слоев (т. е. к центру Исландии), а последний увеличивается вниз по разрезу (рис. 47); возможно, что аналогичные явления имеют место и в северо-западной части острова. Наряду с толщами платобазальтов, в составе комплекса в подчиненном количестве на разных стратиграфических уровнях присутствуют вулканические образования, связанные с деятельностью вулканов центрального типа. Они выявлены на различных участках всех трех полей развития миоценового комплекса. Эти образования отличаются первично-наклонным залеганием вулканических покровов, их меньшей выдержанностью, изменчивыми, нередко большими мощностями отдельных горизонтов, присутствием более кислых образований, вплоть до дацитов и риолитов (в виде лав, туфов и игнимбри-тов), а также субвулканических и гипабиссальных тел гранофиров и пр. Детальное изучение ориентировки векторов остаточного намагничения

* Граница миоцена и плиоцена Советской Исландской экспедицией принята на уровне 5,5 млн. лет, а плиоцена и антропогена — 1,7 млн. лет.

в разрезах неогеновых базальтов Восточной Исландии (Dagley e. a., 1967) позволило установить присутствие более 60 палеомагнитных зон, большая часть которых относится к миоцену. Миоценовый комплекс расчленен многочисленными крутыми или вертикальными дайками преимущественно базальтового и, гораздо реже, кислого состава мощностью от долей метра до 10—15 м. Дайки, как правило, перпендикулярны к вмещающим их лавовым покровам, следовательно, образовались до того, как последние были деформированы, и рассматриваются некоторыми исследователями (Walker, 1965; Bodvarðsson, Walker, 1964 и др.) как подводящие каналы трещинных миоценовых излияний; но в литературе отмечаются лишь единичные, недостаточно достоверные случаи непосредственного перехода даек в покровы, и поэтому возможно, что дайки (или часть их) относительно моложе. Таким образом, вопрос о характере питающих каналов (трещинных или центральных?) при формировании миоценовых платобазальтовых толщ недостаточно ясен.

В Восточной Исландии большинство даек имеет субмеридиональное простирание (приблизительно совпадающее с таковым вмещающих толщ платобазальтов) и группируется в рои шириной в несколько километров и протяженностью в несколько десятков километров. Плотность даек внутри роев достигает нескольких десятков процентов, а их суммарная мощность в пределах единого роя доходит до 0,5 и, может быть, даже 1 км (вне роев суммарная мощность даек крайне незначительна). Экстраполируя данные о насыщенности дайками отдельных роев на всю площадь Исландии, допуская, что каждая дайка могла вывести на поверхность определенную порцию лавы, и учитывая общую мощность платобазальтового комплекса, Г. Бодвардсон и Дж. Уокер пришли к заключению, что общее горизонтальное растяжение в субширотном направлении, которое вызывало раскрытие трещин и подъем по ним базальтового расплава, достигает с начала неогена 400 км. Близкие взгляды высказывал И. Гибсон (Gibson, 1966, 1971). Предполагается, что главная зона излияний базальтов и формирования даек находилась все время в центральной зоне современной Исландии, а в дальнейшем относительно более древние дайки с вмещающими их линзовидно залегающими платобазальтовыми толщами последовательно отодвигались в противоположные стороны от активной зоны спрединга и вулканизма. Однако такая формальная экстраполяция неправомерна, поскольку даже в Восточной Исландии рои даек занимают не более 10% общей площади выходов миоценового комплекса и распространены на ней весьма неравномерно. Наряду с поперечными сечениями, где присутствует до 4—5 роев с суммарной мощностью даек до 2,5—3 км, имеется ряд поперечных участков, лишенных роев, что говорит о невыдержанном по простиранию и в общем относительно скромном масштабе горизонтального растяжения, сопровождавшего внедрение даек, который в разных сечениях Восточной Исландии колебался от долей километра до нескольких километров. Предположение о выносе каждой дайкой определенной порции базальтового материала на поверхность не обосновано, тем более, что роль даек, как основных питающих каналов при формировании платобазальтового комплекса, не доказана; часть даек могла заканчиваться слепо, не достигая поверхности. В Северо-Западной Исландии количество даек, а следовательно, и общий масштаб растяжения меньше, чем в Восточной, причем здесь не наблюдается ни строго единообразной ориентировки даек, ни группировки их в столь мощные рои, как на востоке. Дайки, как и трещины, имеют здесь северо-западное, долготное и северо-восточное простирание.

Комплекс миоценовых платобазальтов перекрывается вулканическими и осадочными плиоценовыми и эоплейстоценовыми образованиями (с абсолютным возрастом от 4—5 до 1—2 млн. лет). В виде широ-

ких полос они окаймляют и разделяют три главных поднятия, сложенных миоценовыми лавами, обладая сходным с ними по направлению, но более пологим наклоном, а также слагают антиклинальную зону Хреппар, лежащую на юго-западном продолжении центрально-северного поднятия, и широтную синклиналь п-ова Снейфедльснес, осложняющую структуру южной части северо-западного поднятия. Плиоцен-эоплейстоценовый комплекс* представлен более разнообразными и фациально изменчивыми образованиями, чем миоценовый. В Западной Исландии, на юго-восточном крыле северо-западного поднятия, между зал. Боргарфьордур и Рейкьявиком этот комплекс был детально стратиграфически изучен автором совместно с Н. А. Логачевым. Он имеет здесь общую мощность до 3—4 км и состоит из 9 вулканогенных толщ, отвечающих ряду палеомагнитных зон и датируемых в интервале от 4 до 1,8 млн. лет. Толщи существенно различного строения и состава закономерно чередуются в разрезе. Одни из них представлены типичными платобазальтами и состоят из множества тонких покровов общей мощностью от 0,2 до 0,8 км. Самые нижние толщи этого типа похожи на миоценовые, а верхние отличаются присутствием отдельных горизонтов пиллоу-лав, гиалокластитов, тиллитов и озерно-ледниковых отложений, говорящих о том, что иногда излияния базальтов происходили в подводных или подледных условиях, во время ранних фаз покровных оледенений, начавшихся несколько миллионов лет назад. Толщи плиоценовых платобазальтов отличаются от миоценовых несколько большей «свежестью», меньшей ролью вторичных изменений, в частности, развития миндалинов в порах, цеолитизации, характерной для миоцена. Толщи платобазальтов чередуются с фациально невыдержанными толщами изменчивой мощности, включающими постройки древних центральных вулканов, сложенные как основными, так и кислыми образованиями (лавы, туфы, экструзивные тела). В состав комплекса входят также силлы долеритов мощностью до нескольких сотен метров. Многократное закономерное чередование типов вулканической деятельности и состава ее продуктов говорит о циклическом характере магматического процесса. В составе плиоценового комплекса северной части Западной Исландии (бассейн р. Видидалса), наряду с лавами, присутствуют верхнеплиоценовые флороносные озерные аллювиально-дельтовые и ледниковые отложения.

В восточных районах Исландии формирование миоценового и плиоцен-эоплейстоценового вулканических комплексов, возможно, было разделено периодом ослабления или почти полного прекращения вулканической активности в раннем плиоцене. Этому интервалу в Северо-Восточной Исландии отвечают трансгрессия и накопление обнажающейся на п-ове Тьорнес толщи терригенных и терригенно-туфогенных мелководно-морских отложений с богатой плиоценовой моллюсковой фауной мощностью в несколько сотен метров; она со следами перерыва залегает на миоценовых платобазальтах и, в свою очередь, перекрывается чередующимися толщами базальтовых лав, пиллоу-лав, гиалокластитов, тиллитов, водно-ледниковых и прибрежноморских отложений позднеплиоценового и эоплейстоценового возраста (Торл. Эйнарссон, Гладенков, 1973).

Более молодые — собственно плейстоценовые и голоценовые вулканические образования приурочены к осевым частям трех «неовулканических» или рифтово-вулканических зон, которые обрамлены погру-

* Ранее как единое целое он не выделялся. Его нижняя, иногда весьма значительная часть не отделялась от «третичных платобазальтов», а верхняя описывалась в качестве «древних серых базальтов». Граница этих подразделений, как выяснилось в последние годы, не имеет определенного стратиграфического положения и проводилась в разных районах на самых различных уровнях.

жающимися под них или отделенными от них сбросами плиоценовыми и эоплейстоценовыми вулканитами. Наиболее широкая и протяженная восточная зона пересекает весь остров, имея в южной части северо-восточное, а в северной — долготное простирание. Более узкая западная, Рейньянесская зона тянется от одноименного полуострова на юго-западе Исландии к северо-востоку, затухая в центральной части острова, но в структурах более древних образований прослеживается в северо-северо-западном направлении ее продолжение (Saemundsson, 1967)*. Наконец, самая короткая и узкая Снейфедльснесская зона, представленная прерывистой широтной цепочкой четвертичных вулканов, приурочена к одноименному полуострову на крайнем западе Исландии. Накопление плейстоценовых и голоценовых вулканических образований связано с деятельностью моноклиновых трещинных вулканов и вулканов центрального типа. Типично трещинные вулканы дают продукты базальтового состава. Длина трещин, из которых почти на всем протяжении одновременно изливались лавы, достигает иногда 20—25 км (как, например, при извержении Лакагигара в 1783 г., давшем 12,5 км³ базальтов; Thorarinsson, 1969).

Среди продуктов центральных вулканов, а также вулканов, промежуточных между ними и трещинными (например, Гекла), излияния лав основного и (или) среднего состава нередко сочетаются с выбросами кислой пирокластики (пемзы, пеплы, игнимбриты), с которых обычно начинаются отдельные циклы извержений, а иногда с излияниями риолитовых и дацитовых лав. В строении некоторых вулканов кислые эффузивы и туфы играют очень большую роль, покрывая десятки (Керлинггарфьодль) и даже сотни квадратных километров (Торфайокудль). Развитие центральных вулканов, извергавших кислые продукты, сопровождается формированием кальдер (Аскья — Thorarinsson, 1969; Торфайокудль — Saemundsson, 1972).

Резко различный характер имели извержения (и, соответственно, вулканические постройки), происходившие в течение неоднократно чередовавшихся ледниковых и межледниковых эпох. В отличие от «нормальных» вулканических аппаратов и лавовых покровов, формировавшихся в течение послеледниковой, голоценовой эпохи и нескольких плейстоценовых межледниковий, во время позднеледниковой и более древних ледниковых эпох извержения происходили в подледных условиях и на дне глубоких озер, образовавшихся в теле мощного (до 0,5—1 км) ледникового щита в результате быстрого таяния льда над действующими вулканами. При подледных и подводных извержениях образовывалась «палагонитовая формация» (формация моберг), отличающаяся широким развитием продуктов дезинтеграции лав при излиянии в водную среду — пиллоу-лав, пиллоу-брекчий и гиалокластитов (Kjartansson, 1960). Они слагают своеобразные постройки типа округлых в плане крутосклонных и плосковершинных столовых гор (Van Bemmelen, Rutten, 1955) при центральных извержениях и островершинные вулканические гребни или хребты — при трещинных. В некоторых районах, покрытых реликтовыми ледниковыми щитами (крупнейший из них — Ватнайокудль занимает 8390 км²), подледные извержения, сопровождаемые катастрофическими «выплесками» водно-грязекаменных масс и ледяных глыб — так называемыми йокудльхлаупами, происходят и в наши дни. В основном Исландия освободилась от ледяного покрова уже около 10 тыс. лет назад, что привело к очень быстрому (1—2 тыс. лет) гляциоизостатическому «всплыванию» внутренних районов острова на высоту до 200—300 м. Быстрота этого процесса по сравнению с послеледниковым «всплыванием» Фенноскандии обусловлена значи-

* Существующее представление о соединении западной «неовулканической» зоны с восточной в центре Исландии малообосновано.

тельно меньшей (на порядок величин) вязкостью астеносферы под областью активного четвертичного и современного вулканизма, какой является Исландия (Einarsson, 1966). На острове имеется около 200 вулканов, действовавших в голоцене, из них около 30 проявляли активность после заселения Исландии в IX в. н. э. За последние 500 лет на Исландию приходится третья часть общего объема лав, излившихся на поверхность Земли (Тораринсон, 1970). В среднем каждые 3—5 лет здесь происходят извержения. Во время некоторых из них количество выброшенного вулканического материала измеряется кубическими километрами. Всего же за голоцен было выброшено на поверхность около 400 км³, а за историческое время (1100 лет) — 40 км³ (Thorarinsson, 1967). Общий объем продуктов неогенового и четвертичного вулканизма в Исландии, по-видимому, превышает 0,5 млн. км³ и, с учетом ее площади, позволяет рассматривать Исландию как область наиболее интенсивного проявления вулканизма на Земле.

В морфологическом отношении о-в Исландия со своими шельфами и континентальным склоном представляет обширный, довольно плоский округлый купол или «щит» площадью около 250 000 км², лежащий на оси Срединно-Атлантического хребта, причем резкое изменение его простираения с северо-восточного на долготное совпадает с центром Исландского «щита». «Щит» рассечен тремя рифтово-вулканическими зонами, проявлявшими высокую тектоническую и магматическую активность в антропогене, но в центральной части острова, в отличие от его периферических частей, эти зоны морфологически выражены очень слабо и нечетко.

Рифтово-вулканические зоны разделяются и обрамляются относительно стабильными и авулканичными в течение плиоцена и антропогена приподнятыми участками, сложенными мощными толщами миоценовых платобазальтов: восточным, центрально-северным и северо-западным поднятиями. Толщи миоценовых платобазальтов характеризуются первичным увеличением общей мощности и региональным наклоном слоев в направлениях от периферии к центральной части Исландии, который в северо-западном и центрально-северном поднятиях осложнен пологими антиклинальными перегибами; таким образом, позднекайнозойская структура острова в целом противоположна современной морфологии и представляет обширную пологую чашу, разбитую зонами раздробления и растяжения на несколько разобщенных обломков*. Зоны развития плиоценовых и эоплейстоценовых вулканогенных и осадочных образований занимают переходное положение между рифтово-вулканическими зонами и приподнятыми зонами, сложенными миоценом, и являются их крыльями. Моноклиальная, антиклинальная или периклиналиальная структура миоценового комплекса главных поднятий, а также плиоценового комплекса на их крыльях осложнена сбросами и узкими грабенами, к которым приурочены крупные фьорды, глубокие троговые долины и озерные котловины. Таковы грабены Нордура, Лангавати и др., наложенные на свод и крылья Боргарнесской антиклинали в южной части северо-западного поднятия, длинный грабен Эйяфьордур на своде центрально-северного поднятия и ряд более мелких грабенов на его крыльях, грабен оз. Лагуринн, секущий в северо-восточном направлении субмеридионально вытянутую моноклиаль Восточной Исландии.

Четвертичные рифтово-вулканические зоны приурочены к осевым частям пологих синклиналей (Rutten, Wensink, 1960) и далеко не повсе-

* В этом отношении Исландия несколько напоминает Эфиопию, где первоначально существовала «чаша», заполненная мощными мезозойскими осадками и палеогеновыми базальтами, которая в результате интенсивного сводового поднятия была «вывернута наизнанку».

местно ограничены сбросами. В этом заключается существенное отличие структуры Исландии от многих рифтовых зон континентов, в которых рифты или осевой грабен рассекает свод, выраженный как морфологически, так и в структуре всех комплексов вплоть до кровли фундамента, и разбивает его на резко асимметричные полусводовые поднятия с пологим наклоном слоев и рельефа в сторону от рифта*.

Плейстоценовые и голоценовые вулканические образования внутри рифтово-вулканических зон, как правило, залегают горизонтально или обладают первичным наклоном, и поэтому о синклинальной в своей основе структуре этих зон, лишь местами обрамляемых краевыми сбросами, можно судить по залеганию плиоцен-эоплейстоценовых и миоценовых толщ на их бортах. Так, восточное крыло Восточной рифтово-вулканической зоны в ее северной части представляет пологую моноклираль, а на ее западном крыле подобная же моноклираль осложнена флексурами и прекрасно выраженным в рельефе сбросом амплитудой до многих сотен метров, но к югу последний затухает. Аналогичная асимметричная структура бортов характерна для юго-западного участка Западной рифтово-вулканической зоны к востоку от Рейкьявика. На своих западных окончаниях Западная и Снейфедльснесская рифтово-вулканические зоны приобретают вид гористых полуостровов, глубоко вдающихся в пределы Атлантики. Возможно, мы наблюдаем здесь переход к морфологии и структуре, характерной для осевой зоны срединно-океанического хр. Рейкьянес.

По мнению некоторых исследователей, стремящихся увидеть в Исландии подтверждение концепции «спрединга», «неовулканические зоны» острова, так же как и зоны развития плиоценовых и миоценовых вулканитов, отвечают участкам активного горизонтального растяжения и новообразования коры соответствующего времени, по всей амплитуде приближающегося к ширине этих зон. Следовательно, под большей частью площади рифтово-вулканических зон должны отсутствовать плиоценовые, а под зонами развития плиоценовых — миоценовые вулканические покровы и т. д. Проявления деформаций горизонтального растяжения в Исландии действительно выражены исключительно ярко. О них говорит широкое развитие горстов, грабенов, нормальных сбросов, открытых и зияющих трещин, особенно характерных для ряда участков Западной и Восточной «неовулканических» зон, где многочисленные продольные зияющие трещины и узкие грабены рассекают голоценовые лавы. Наличие множества трещинных каналов плейстоценовых и голоценовых извержений, вытянутых по простиранию этих зон, и сами по себе мощные проявления неогенового и четвертичного вулканизма также говорят о горизонтальном растяжении, длительно происходившем в Исландии. Однако эти факты не дают представления о масштабе растяжения. Вместе с тем, имеются данные, свидетельствующие о том, что истинные скорости и амплитуды растяжения в рифтовых зонах Исландии значительно меньше постулируемых сторонниками «тектоники плит». В первую очередь, это относится к зачаточной Снейфедльснесской рифтовой зоне, которая к востоку быстро вырождается и затухает, а также к Западной, или Рейкьянесской, зоне. Четвертичные вулканические образования присутствуют только в ее южной половине, имеющей северо-восточное простирание и рассеченной множеством кулисно расположенных сбросов (сбросо-сдвигов?) и трещин растяжения, расположенных на продолжении Рейкьянесского подводного рифтового хребта. Однако в центре Исландии, в районе леднико-

* Эфиопская рифтовая зона в ряде своих сечений обнаруживает наклон слоев на «плечах» в сторону рифта и, таким образом, в структурном отношении занимает промежуточное положение между другими эпиплатформенными рифтовыми зонами и Исландией.

вых шапок Лангйокудль и Хофсйокудль проявления позднечетвертичного вулканизма и разрывной тектоники в этой зоне прекращаются, зона резко изменяет свое простираие на северо-северо-западное и состоит в своей северной части из ряда сложно построенных грабенов и горстов, четко выраженных в современном рельефе соответственно в виде широких фьордов, речных долин, озерных котловин и разделяющих их горных массивов (Ватнес, Видидальсфьядль, Ватидальсфьядль, Скаги). Детальное геологическое изучение этого района, проведенное автором совместно с Н. А. Логачевым, и результаты определений абсолютного возраста пород (Everts и. а., 1972; Palmason, Saemundsson, 1974) показали, что горсты в северной части Западной рифтовой зоны сложены верхнемиоценовыми и нижнеплиоценовыми вулканическими образованиями, а в грабенах они перекрыты вулканитами и осадками позднеплиоценового и эоплейстоценового возраста (последние покрывают также северный, относительно опущенный поперечный участок горста Скаги). Таким образом, при движении вдоль Западной рифтовой зоны к северу сперва из-под четвертичных вулканитов выступает на поверхность их плиоценовый субстрат, а затем, на большей части поперечного сечения этой зоны — ее миоценовое основание, которое в Северной Исландии почти непрерывно прослеживается от северо-западной оконечности острова до западного борта Восточной рифтовой зоны. Следовательно, горизонтальное растяжение в северной части Западной рифтовой зоны в послемииоценовое время было невелико и, по-видимому, не превышает первых километров. К югу оно, вероятно, несколько возрастает.

Восточная рифтово-вулканическая зона пересекает всю Исландию; ее внутренняя часть, выполненная верхнечетвертичными вулканитами и усеянная множеством действующих и недавно потухших вулканов, на большей части ее протяжения достигает ширины 50—60 км. Однако на обоих концах этой зоны мы наблюдаем признаки воздымания ее ложа, вырождения и распада на более узкие грабены, разделенные внутренними глыбовыми поднятиями. На северном конце зоны в ее западной части появляется сложное горстовое поднятие п-ова Тьорнес, в котором на поверхность выступают плиоценовые образования и даже миоценовые платобазальты. На южном конце эта зона расщепляется на несколько веерообразно расходящихся к юго-западу и к югу, постепенно сужающихся и затухающих ветвей (Гекла, Элдгья и др.), которые разделены выступами пород верхнеплиоценового — нижнечетвертичного вулканического комплекса, образующими почти непрерывную поперечную к простираию рифтовой зоны гряду на южном побережье Исландии. Таким образом, возможная максимальная амплитуда растяжения после образования этого комплекса в южной части Восточной рифтовой зоны также не может превышать нескольких километров. Возможный масштаб горизонтального растяжения в рифтовых зонах Исландии лимитируется также геоморфологическими данными. На приподнятых по сбросам западных бортах южной части Западной и северной части Восточной зоны имеются выработанные в миоценовых и плиоценовых вулканогенных толщах висячие троговые долины, спускающиеся к океану, верхние отрезки которых находились в пределах нынешних рифтовых зон, но позднее подверглись опусканиям и были погребены под заполняющими эти зоны верхнечетвертичными вулканитами.

Повторные геодезические измерения расстояний вкост рифтовых зон, проведенные в 1967 и 1970 гг. (Daker e. a., 1971), не дали пока однозначного ответа на вопрос о скорости и масштабе современного растяжения в них. Участок Восточной рифтовой зоны шириной в 15 км, прилегающий с северо-востока к вулкану Гекла, по-видимому, в связи с его извержением в 1970 г. испытал растяжение на 86 ± 24 мм, но оно, по крайней мере, частично компенсировалось сжатием более западного

участка шириной в 10 км на 20 ± 17 мм, а также сжатием более восточного участка. В Западной же рифтовой зоне, где извержений не происходило, изменения ширины оказались на порядок меньшими и находятся на грани точности измерений. Следует отметить, что в верхних горизонтах земной коры Исландии, согласно исследованиям в глубоких горных выработках, установлено преобладание сжимающих, а не растягивающих напряжений (Hast, 1969). Этот факт не получил еще удовлетворительного объяснения.

Единственным продолжением Восточной рифтовой зоны к югу от берега Исландии является цепочка вулканов архипелага Вестманейяр, включающая возникшие в последние годы центры извержений на островах Хеймаэй и Сюртсей; еще через 25—30 км, у южного края шельфа Восточная рифтовая зона затухает. О затухании Восточной рифтовой зоны на юге свидетельствует также значительное увеличение щелочности базальтов на ее южном конце и исчезновение к югу собственных ей очагов землетрясений. Затухание Восточной рифтовой зоны происходит и в пределах шельфа к северу от Исландии, но здесь она кулисно подставляется подводным рифтовым хребтом Кольбейнсей, ось которого смещена к западу относительно оси Восточной рифтовой зоны Исландии на 80—100 км. Некоторые исследователи предполагают, что эти рифтовые зоны смыкаются по так называемой Тьорнесской зоне трансформирующих разломов (Saemundsson, 1974), однако связывающая их широкая (70—80 км) высокосейсмичная переходная зона с резко расчлененным рельефом дна, рядом кулисно расположенных долготно вытянутых подводных гряд и глубоких ложбин отражает более сложные структурные соотношения этих рифтовых зон, напоминающие соотношения Верхнерейнского и Бресского грабенов.

На основании анализа микросейсмических данных М. Уорд (Ward, 1971) предполагает, что аналогичная зона трансформирующих разломов связывает Восточную рифтовую зону Исландии и с Рейкьянским подводным рифтовым хребтом, но эта гипотетическая Южно-Исландская трансформирующая зона геологически не выражена, а Рейкьянский подводный рифтовый хребет, как уже отмечалось, находит свое северное продолжение в эшелонированных разломах южной части Западной рифтовой зоны Исландии. Таким образом, две главные рифтовые зоны Исландии не сочленяются со смежными отрезками Срединно-Атлантического рифтового хребта посредством гипотетических поперечных к их простиранию трансформирующих разломов или сдвигов, а кулисообразно подставляют их в пределах шельфовых зон, окружающих остров Исландия.

Миниатюрная Снейфедльснесская зона ориентирована в направлении, почти поперечном к простиранию двух главных рифтовых зон Исландии и Срединно-Атлантического рифтового хребта, и слепо затухает как в сторону шельфа, так и в глубь острова. По структурному положению она несколько напоминает грабен Кавирондо в Кенийской рифтовой зоне. При общем субширотном простирании в этой зоне почти отсутствуют широтные разломы, но имеется множество взаимопересекающихся разломов и трещин северо-западного и северо-восточного простирания, к которым приурочены плейстоценовые и голоценовые вулканы. Вообще же на территории Исландии существуют разломы трех главных направлений—северо-западного (местами северо-северо-западного), долготного и северо-восточного, которые четко проявляются во всех слагающих ее стратиграфических комплексах и продольных структурных зонах. В северной половине Исландии распространены разломы и трещины первых двух и значительно реже третьего направления, а в южной половине резко доминируют разрывы третьего направления при резко подчиненной роли разломов первого и отсутствии второго направления.

Северную и южную области господства разноориентированных разломов разделяет проходящая через центр Исландии широтная линия (широтный шов Исландии, по В. А. Баскиной, 1972), или, вернее, полоса, в пределах которой наблюдается взаимное пересечение трещин и разломов разных направлений — преимущественно северо-восточного и северо-западного в западной части этой полосы и северо-восточного и долготного в восточной. К западной части этой полосы приурочены Снейфедльснесская вулканическая зона и участки развития своеобразной «шахматной» структуры, представляющей мозаику из относительно приподнятых и опущенных прямоугольных блоков (к западу от долины р. Нордура). Эта структура поразительно напоминает аналогичную новейшую структуру района Донгобеш в Кенийской рифтовой зоне, где она выражена, однако, в породах докембрийского фундамента. К этой же широтной полосе приурочена значительная часть крупных четвертичных центральных вулканов Исландии, очевидно, «сидящих» на узлах пересечения разломов разного направления (Снейфедльсйокудль, Баула, Эриксьйокудль, Керлинггарфьодль, Хофсьйокудль, Тролладингья, Аскья). Крупные центральные вулканы Южной Исландии (Торфайокудль, Эрайвайокудль) также контролируются участками перекрещивания разломов юго-западного и юго-восточного простирания. Последние в Южной Исландии пересекают не только крылья Западной и Восточной рифтово-вулканических зон, но и некоторые участки их осевых подзон. При этом поперечных сдвиговых перемещений вдоль линий разрывов юго-восточного простирания не происходило, поскольку продольные разломы и трещины юго-западного направления ими не смещаются. Наблюдаемая в Исландии, в том числе и в пределах рифтово-вулканических зон, сеть пересекающихся разломов и трещин нескольких выдержанных направлений очень напоминает сетку разломов, свойственную рифтовым зонам континентов, например Восточно-Африканской и Рейнской. Ее наличие трудно понять, допустив значительное горизонтальное растяжение и новообразование коры в Исландии; скорее оно говорит о единстве структуры фундамента под всем островом и относительно небольшом масштабе растяжения в рифтовых зонах.

Продукты магматизма Исландии характеризуются резким количественным преобладанием базальтов над породами среднего и кислого состава, относительная роль которых по разным оценкам составляет от 2—3% до 10—15%*. При этом и в миоцене, и в плиоцене, и в антропогене существовали как вулканические аппараты (трещинные и отчасти центральные), поставлявшие базальтовые лавы, так и центральные полигенные вулканы, продуктами которых, наряду с базальтами, являются риолиты, а также дациты и андезиты. Во время одного периода деятельности подобных вулканов извержения происходят в антидромной последовательности. Как показал С. Тораринссон (1970) на примере Геклы, чем длительнее был период покоя перед извержением, тем с более кислых продуктов оно начинается. Среди продуктов деятельности некоторых крупных центральных вулканов кислые и средние разности играют значительную или даже основную роль; максимального объема (не менее 100 км³) они достигают на массиве Торфайокудль, где риолиты, неоднократно извергавшиеся с последнего межледникового до голоцена, покрывают 450 км².

В отношении природы кислых пород Исландии существуют два взгляда: одни исследователи связывают их происхождение с самостоятельными очагами плавления в гипотетическом сиалическом субстрате или с ассимиляцией материала сиалического слоя базальтовой магмой, а другие рассматривают средние и кислые породы как продукты диф-

* Широко распространенное представление о бимодальности состава вулканических пород Исландии оспаривается С. Тораринссоном (1970).

ференциации первичной базальтовой магмы мантийного происхождения, протекающей под центральными вулканами в промежуточных камерах разной глубинности, о существовании которых говорит наличие крупных кальдер. Вопрос этот нельзя считать окончательно разрешенным. В вулканических породах Исландии не обнаружено ни ксенолитов пород гранито-гнейсового «слоя» (встречены лишь ксенолиты гранофилов), ни включений глубинных основных и ультраосновных пород. Отношение изотопов стронция в базальтах и риолитах одинаково, так же как близки в них и соотношения калия и рубидия, что позволяет скорее предполагать общность глубинного магматического источника для этих пород. Миоценовые платобазальты Исландии, а также прорывающие их базальтовые дайки по химическому составу однообразны и представляют типичные толеитовые базальты, близкие к базальтам трапповых формаций континентов (Шейнманн, 1968; Баскина, 1971). Напротив, четвертичные базальты рифтовых зон Исландии обнаруживают значительное разнообразие состава как в разных зонах, так и на разных поперечных участках одной рифтовой зоны (Jakobsson, 1972). В северной части Восточной рифтовой зоны среди базальтов господствуют кварцевые толеиты, содержащие незначительное количество щелочей и близкие к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов. К юго-западу по простиранию зоны они сменяются оливиновыми толеитами, а последние — базальтами, переходными от толеитовых к щелочным. Наконец, на о-вах Вестманейяр, представляющих юго-западное слепое окончание этой зоны, изливались щелочные оливиновые базальты, а деятельность нового вулкана на о-ве Хеймаэй в 1973 г. началась даже с извержения мужеаритовых и гавайитовых лав, содержащих до 6—7% щелочей (Jakobsson e. a., 1973). В Западной (Рейкьянесской) рифтовой зоне распространены оливиновые толеиты, а в «слепой» эмбриональной Снейфедльснесской зоне — щелочные оливиновые базальты. Таким образом, повышение щелочности в четвертичных базальтах происходит в направлении выклинивания рифтовой зоны или связано с ее недоразвитостью в целом, тогда как толеитовые базальты с низкой щелочностью характеризуют наиболее развитые, проницаемые для магматических расправ и «продуктивные» участки рифтовых зон.

Исландия широко известна высокой геотермальной активностью. Фоновый кондуктивный тепловой поток в рифтовых зонах, по данным В. И. Кононова и Б. Г. Поляка, достигает 2,4—2,5 е. т. п., снижаясь в краевых стабильных зонах до 1,6—2 е. т. п. В рифтовых зонах Исландии к этому следует добавить конвективный вынос тепла, связанный с гидротермами (до 2 е. т. п. в Западной и до 4 е. т. п. в Восточной зоне) и с вулканическим процессом (до 3 е. т. п. в Западной и 4—6,5 е. т. п. в Восточной зоне). Таким образом, суммарный вынос тепла в южных частях рифтовых зон достигает соответственно 7—8 и 12—13 е. т. п. В рифтовых зонах имеется большое количество термоминеральных источников, выходов газопаровых струй, а также гейзеров. Для газового состава гидротерм в Западной и Восточной рифтовых зонах, согласно В. И. Кононову и Б. Г. Поляку, характерно значительное содержание водорода. Однако на окончаниях Восточной рифтовой зоны водород исчезает, что, возможно, связано с ее вырождением в обоих направлениях. Снейфедльснесская зона характеризуется углекислыми гидротермами. Высокое изотопное соотношение He^3/He^4 в газах гидротерм Исландии (так же как и в вулканических породах острова), близкое по величине к мантийному, свидетельствует, согласно В. И. Кононову, Б. А. Мамырину и др. (1974), об отсутствии в коре Исландии сколько-нибудь значительного «гранитного» слоя.

Гравиметрические исследования показали присутствие в Исландии округлой области минимума силы тяжести в редукции Буге, примерно совпадающей с контурами острова, со значениями аномалий от +30

+40 мгл в прибрежных участках до —20—30 мгл в средней части острова. С северо-западным полуостровом связан самостоятельный, меньший гравитационный минимум (Einarsson, 1954). Рифтовые зоны не получили в гравитационном поле четкого выражения. В изостатическом отношении территория Исландии вполне компенсирована.

Магнитное поле Исландии характеризуется наличием полосовидных аномалий, вытянутых в ее южной части в северо-восточном, а в северной части — близком к долготному направлению и в общем менее интенсивных, чем в южной. Однако эти аномальные зоны отличаются от полосовидных магнитных аномалий прилегающего к Исландии на юго-западе Рейкьянесского подводного рифтового хребта меньшей выдержанностью по простиранию, отсутствием строгой симметрии их расположения относительно осевой («нулевой») аномалии и не могут быть идентифицированы с ними (Sigurgeirsson, 1967). Правда, осевую аномалию подводного Рейкьянесского хребта, связываемую с современной геомагнитной эпохой Брюнес, можно проследить до п-ова Рейкьянес и, следовательно, увязать в целом с Западной рифтовой зоной Исландии и (хотя более детальная аэромагнитная съемка показывает присутствие в этой зоне ряда кулисно расположенных максимумов, приуроченных к отдельным цепочкам позднечетвертичных трещинных вулканов). Однако линейные магнитные аномалии, связанные с другими позднечетвертичными рифтовыми зонами Исландии — южной частью Восточной зоны и Снейфедльснесской зоной, лежат на прямом продолжении геомагнитных зон (5 аномалий более древних), приуроченных к далеким флангам Рейкьянесского подводного хребта (Heirtzler e. a., 1966; Talvani e. a., 1971) и относимых, согласно концепции «тектоники плит», к миоцену (не моложе 10 млн. лет). Таким образом, либо полосовидное магнитное поле о-ва Исландии имеет совершенно иное происхождение, чем поле подводного хр. Рейкьянес, хотя оба они лежат в пределах того же Срединно-Атлантического рифтового пояса, либо возрастная интерпретация полосовидного магнитного поля хр. Рейкьянес (а следовательно, и всех внутриокеанических рифтовых зон), принимаемая в гипотезе тектоники плит, в принципе ошибочна.

Детальные аэромагнитные карты Южной Исландии показывают, что наиболее крупные максимумы в основном связаны с зонами трещинных позднечетвертичных базальтовых излияний в рифтовых зонах и, скорее всего, контролируются их мощными дайкообразными подводящими каналами, а главные минимумы — преимущественно с их краевыми подзонами и внутренней зоной Хреппар, сложенными плиоцен-нижнечетвертичными вулканическими толщами, а также с крупными вулканами центрального типа, извергавшими кислые продукты (Торфайокудль). Попытки связать особенности аномального магнитного поля разных районов Исландии с магнитной полярностью развитых в этих районах базальтовых толщ (Piper, 1973) не дали удовлетворительного результата, в связи с многократным чередованием в разрезе сравнительно маломощных пологозалегающих противоположно намагниченных толщ.

Глубинная структура Исландии изучена пока еще недостаточно, чтобы получить ясное представление об особенностях строения коры и верхней мантии под островом, но уже несомненно, что она весьма своеобразна и не похожа на области с типичной континентальной или океанической корой. Сейсмические исследования методом преломленных волн, проведенные Г. Пальмасоном (Palmason, 1971), показали следующее слоистое строение верхней части коры:

Слой 0 — со средней скоростью продольных волн 2,75—2,8 км/с (предполагаемая плотность 2,1—2,5); присутствует только в рифтовых зонах и отвечает относительно рыхлым и пористым четвертичным вулканогенным образованиям. Мощность 0—1 км.

Слой 1—со средней скоростью 4,2 км/с (предполагаемая плотность 2,6); приблизительно соответствует плиоцен-нижнеплейстоценовому вулканогенному комплексу и образует прогиб под рифтовыми зонами. Мощность 1—2 км.

Слой 2—со средней скоростью 5,1 км/с (предполагаемая плотность 2,65); вероятно, соответствует верхней части миоценовых плато-базальтов. Мощность от 0 (под Западной рифтовой зоной) до 2—3 км и более. Граница слоев 2 и 3, в отличие от более высоких, не согласуется со стратиграфическими рубежами, резко поднимаясь до 2—3 км в рифтовых зонах и опускаясь вне их до 4—6 км и даже глубже (в Юго-Восточной Исландии). Граница «слоев» с аналогичными сейсмическими скоростями на Фарерских островах отмечается на глубинах 3—4 км, вероятно, в основании разреза палеогеновых базальтов.

Слой 3—со средней скоростью 6,3—6,5 км/с (предполагаемая плотность 2,9), очевидно, соответствует всему (в рифтовых зонах) или нижней части (вне их) миоценового платобазальтового комплекса, вероятно, «утяжеленного» мощными дайками и другими интрузиями основных пород.

Слой 4—со средней скоростью 7,2 км/с (предполагаемая плотность 3,1). Его кровля лежит в Исландии на глубинах 8—16 км* и относительно приподнята в рифтовых зонах. Природа его неизвестна.

В пределах Фареро-Исландского порога ниже 20 км фиксируется слой с несколько меньшей скоростью — 6,8—7,0 км/с.

Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное в 1972 г. геофизиками Исландии, Англии, США, Дании и СССР по профилю Шотландские—Фарерские острова—Северная Исландия, позволило, по данным И. П. Косминской и С. М. Зверева, установить существование более глубокой сейсмической поверхности, на которой скорость продольных волн возрастает до 8 км/с. Под Фареро-Исландским порогом она лежит на глубинах 30—40 км, а под Исландией погружается до 40—50 и даже 60 км. Эту границу можно, вероятно, отождествлять с поверхностью Мохо, а слой 4, имеющий мощность 15—25 км (?), — с переработанной докайнозойской консолидированной корой, подвергшейся растяжению и инъекциям тяжелого основного и ультраосновного материала, но в этом случае окажется, что аномально низкие скорости в верхах мантии, свойственные многим рифтовым зонам, в Исландии не имеют места. Возможно, однако, что слой со скоростью свыше 7 км/с в его верхней части следует рассматривать в качестве линзы «коромантийной смеси», обычно присутствующей в основании коры рифтовых зон. Слой с близкой скоростью (7,2—7,6 км/с) установлен в подводном хр. Рейкьянес на глубинах 5—6 км.

Многочисленные микроземлетрясения и редкие более значительные толчки силой до 7—8 баллов приурочены к восточной и юго-западной частям Западной рифтовой зоны, а также к области шельфа, прилегающей к центральной части Северной Исландии. Большинство очагов лежит на глубинах 2—5 км и очень небольшая часть — на глубинах от 5 до 15 км, т. е. в основном они приурочены ко 2 и верхней части 3 сейсмического слоя (Ward *et al.*, 1969).

Хотя глубинное строение Исландии, а также Фарерских островов изучено пока недостаточно, его можно считать в определенной мере переходным между континентальным и океаническим: с первым его сближает большая общая мощность коры (до 30—40 км и более), а со вторым — отсутствие типичного «гранитно-метаморфического» слоя. Анализ геологического положения Исландии показывает, что она располагается в пределах области, которая длительно и неоднократно подвергалась процессам рифтогенеза, сперва типично континентального, а

* По данным С. М. Зверева и И. П. Косминской (1975) на глубинах до 20—30 км.

в дальнейшем — океанического или близкого к нему типа. Следовательно, глубинное строение Исландии и Фарер в целом, очевидно, отражает процесс преобразования континентальной структуры в океаническую, протекающий в Северной Атлантике. Однако, судя по тому материалу, которым мы располагаем по Исландии и Северной Атлантике, этот процесс не может быть сведен к одному рифтогенезу, так как по крайней мере в течение палеогена и миоцена развитие этой области протекало не по «рифтовому типу», а по типу, свойственному трапповым бассейнам континентов. Наконец, следует констатировать, что в течение доступной непосредственному геологическому изучению эпохи, т. е. начиная с миоцена, суммарный масштаб горизонтального растяжения на территории Исландии измеряется отнюдь не сотнями, а максимум первыми десятками километров, а за четвертичное время — первыми километрами (Einarsson, 1967; Rutten, 1971 и др.). Это позволяет предполагать, что своеобразная «переходного типа» земная кора Исландии формировалась не только в процессе расхождения континентальных блоков Европы и Гренландии и новообразования коры в этой «бреши» за счет поднимающегося в ней глубинного материала, но в основном в результате коренного преобразования континентальной коры в условиях длительного и устойчивого (хотя и не столь значительного) горизонтального растяжения, высокого потока тепла и флюидов и мощного поступления основного магматического материала на поверхность и пропитывания им всей земной коры.

Некоторые исследователи (например, Einarsson, 1967) допускают, что значительное растяжение в Северной Атлантике происходило до начала известных нам базальтовых излияний в Исландии и не имело прямого отношения к образованию северного участка Срединно-Атлантического хребта, возникшего не ранее неогена, и относят этот гипотетический «спрединг» к мелу и, может быть, к палеогену. Однако подобное допущение представляет по существу не обоснование идеи дрефта геологическими фактами, а скорее попытку «спрятать концы в воду», так как имеющиеся геологические данные по Исландии не согласуются с этой идеей.

Основные стадии тектонического развития Исландии и прилегающих районов Северной Атлантики можно наметить в виде следующей во многом неполной и гипотетической схемы.

В самом конце докембрия и раннем палеозое в Северной Атлантике существовал Грампианский геосинклинальный пояс, разделявший Гренландско-Североамериканскую и Европейскую древние платформы. В конце раннего палеозоя в результате каледонской эпохи складчатости этот пояс был деформирован, в ряде своих зон подвергся сильному сжатию, метаморфизму и интрузиям кислой магмы, и по крайней мере в северной его части геосинклинальное развитие завершилось. Согласно некоторым палеотектоническим реконструкциям (например, Э. Булларда, Харланда и др.), относящимся к посткаледонскому времени, Гренландию помещают в непосредственной близости от берегов Норвегии и Шотландии, а выходы докембрия на Гебридских островах рассматриваются не как срединный массив в каледонском поясе («Эрия»), а как оторванный при последующем «раскрытии» Северной Атлантики обломок Гренландской платформы. Однако подобные реконструкции представляются мало вероятными. Как показали новейшие исследования зоны скандинавских каледонид, практически вся она является системой аллохтонных чешуй, надвинутых из области нынешнего Норвежского моря. Таким образом, общая ширина всего Грампианского эпигеосинклинального складчатого пояса (без аллохтонных чешуй) по мобилистским реконструкциям составляет не более 200—300 км, что не-

правдоподобно мало по сравнению со всеми другими фанерозойскими межконтинентальными эпигеосинклинальными складчатыми поясами. В девоне, а местами также в карбоне и перми различные зоны каледонид и их непосредственного обрамления, обнажающиеся в пределах Гренландии, Северных Аппалач, Шпицбергена, Норвегии и Британских островов и частично скрытые под водами Северной Атлантики, подверглись процессам континентального эпиорогенного рифтогенеза, сопровождавшегося местами мощными извержениями основной и кислой магмы, были рассечены рядом глубоких продольных грабенов, чередовавшихся с зонами поднятия, и, несомненно, подверглись растяжению, которое местами могло привести к разрывам сплошности континентальной коры. С этого времени начинается длительный процесс формирования северной, относительно мелководной части впадины Атлантического океана. Начиная с поздней перми и до конца мезозоя, судя по присутствию в разрезах Восточной Гренландии морских отложений от цехштейна до верхнего мела и эоцена, мезозоя на севере Британских островов, а также верхней юры и нижнего мела на Лофотенских островах, в пределах Северной Атлантики существовали эпиконтинентальные морские бассейны, проникавшие в нее с севера и с юга. Подвижки по нормальным сбросам, а следовательно, и некоторое растяжение продолжались на протяжении всего мезозоя, как это видно, например, в Восточной Гренландии (Haller, 1969).

С эоцена в Северной Атлантике начинаются исключительно мощные базальтовые извержения траппового типа, проявления которых наблюдаются в Восточной и Западной Гренландии, на Фарерских островах, подводной возвышенности Роколл, на севере Британских островов и, несомненно, распространены в пределах прилегающих акваторий Атлантики, Норвежского и Гренландского морей. В районах, прилегающих к Исландии, палеогеновые базальты достигают громадной мощности — до 3—5 км на Фарерских островах и до 7,5 км в Восточной Гренландии, причем здесь они нередко подстилаются верхнемеловыми — нижнеэоценовыми отложениями и флексуобразно погружаются в сторону Датского пролива, отделяющего Гренландию от расположенной в 300 км от нее Исландии. Северо-Атлантическая, или Брито-Арктическая, базальтовая провинция представляет огромный (вероятно, более 2 млн. км²) трапповый бассейн. Как и в большинстве областей траппового вулканизма континентов, извержениям предшествовали опускания, которые также компенсировали накопление мощных лавовых толщ. Излияния, несомненно, сопровождалось некоторым общим растяжением, которое было рассредоточено на обширной площади, и не было строго перпендикулярно направлено относительно оси северного отрезка Срединно-Атлантического хребта, который в палеогене, несомненно, еще не существовал. Возможно даже, что преобладало растяжение в северо-восток — юго-западном направлении, о чем говорят генеральное северо-западное простиранье палеогеновых даек на севере Британских островов и общая вытянутость в этом направлении всего ареала палеогенового базальтового вулканизма.

Трапповый вулканизм продолжается в миоцене, но лишь в центральной части области палеогеновых извержений, в пределах нынешнего о-ва Исландия с его широким шельфом и, возможно, между Исландией и Ян-Майеном. Миоценовый трапповый комплекс обладает пологим региональным наклоном к центру Исландии, лишь в средней части северного побережья осложненным дополнительным антиклинальным перегибом. Мощности миоценового комплекса закономерно увеличиваются к внутренним районам Исландии до 8—10 км и убывают к ее побережьям. Структура и морфология миоценового базальтового плато в Северо-Западной Исландии не обнаруживает признаков преобладающего растяжения в северо-западном — юго-восточном направлении. Трещи-

ны, дайки и фиорды имеют здесь самые различные простирания. На востоке Исландии господствуют дайки северо-северо-восточного простирания, но суммарное горизонтальное растяжение, которое могло произойти при их внедрении, сравнительно невелико и измеряется километрами.

В плиоцене ареал базальтового вулканизма еще более сокращается, и он приобретает вытянутость в северо-северо-восточном направлении, очевидно, связанную с нормальной к ней ориентировкой преобладающего растяжения. На юге Исландии обособилась вулканическая область шириной 200—250 км, которая на северо-востоке распадалась на две расходящиеся ветви, из которых западная постепенно затухала в северном направлении.

По своему строению плиоцен-эоплейстоценовый базальтовый комплекс (мощностью до 3—4 км) близок к миоценовому. Как и последний, он представляет чередование толщ платобазальтов (траппов) и толщ, образованных извержениями вулканов центрального типа, рассеянных по широкой площади, и обнаруживает закономерное увеличение мощности и полноты разреза и региональный наклон слоев к внутренней части вулканической зоны, приобретающей, однако, полосовидные очертания. В отличие от миоценового комплекса, начинают получать широкое развитие вулканические продукты, образовавшиеся при подводных и подледных извержениях (подушечные лавы, гиа-локластиты и пр.).

В антропогене единый ареал базальтового вулканизма окончательно распадается на две главные линейно вытянутые зоны извержений (не считая Снейфедльснесской зоны). Западная зона, являющаяся продолжением Рейкьянесского подводного рифтового хребта, затухает в Северной Исландии; Восточная, более вулкано-активная зона, напротив, затухает к юго-западу близ южного побережья Исландии. В обеих вулканических зонах важнейшую роль приобретают трещинные извержения, контролируемые системами продольных глубоких трещин, вытянутых в Южной Исландии в юго-западном — северо-восточном, а в Северной — в субмеридиональном направлении. Трещины, из которых изливались лавы, сходные с толентовыми базальтами океанических рифтовых зон, обнаруживают явные структурные и морфологические признаки растяжения, продолжавшегося вплоть до современности. Эти трещины или щели, пересекающие всю земную кору, очевидно, сходны с магмовыводящими структурами, выделенными Г. Тазиевым во впадине Афар в Эфиопии. Наряду с трещинными извержениями, существенную роль сохраняют длительно развивавшиеся вулканы центрального типа, выносившие, наряду с базальтами, значительные порции кислых вулканитов.

Помимо поперечного растяжения, в четвертичных рифтово-вулканических зонах происходили значительные (до 1 км и более) опускания по сбросам. Крупные сбросы отчетливо морфологически выражены лишь в периферических частях острова, тогда как в центральной его части в морфологии на первый план выступает единое обширное щитовидное вздутие, возникшее в ходе исключительно быстрого (1—2 тыс. лет) послеледникового гляциостатического всплывания Исландии около 10 тыс. лет тому назад. В гравитационном поле этому «щиту» соответствует значительный округлый минимум силы тяжести. Однако это общее щитообразное воздымание Исландии и происходившие в плиоцене и антропогене относительные поднятия Северо-Западного, Центрально-Северного и Восточного «стабильных» районов, образующих обрамление современных рифтово-вулканических зон, лишь в незначительной мере компенсировали то глубокое (свыше 10, а может быть и 15 км?) погружение, которое испытала территория Исландии как центральная часть области кайнозойского траппового вулканизма в тече-

ние палеогена (?) и миоцена. Таким образом, развитие Северной Атлантики и Исландии шло в направлении постепенного сокращения площади, охваченной базальтовыми извержениями, и их сосредоточения в нескольких сравнительно узких линейных зонах. Рассредоточенное и разноориентированное растяжение в начале процесса, в период ареальных извержений постепенно становится все более фокусированным в нескольких узких зонах и приобретает более или менее однообразную, хотя и изменяющуюся от района к району ориентировку. Область траппового вулканизма континентального (?) типа постепенно перерождается в область рифтогенеза, а кора приобретает характер, переходный между типично континентальной и океанической. Этот вывод, вероятно, может иметь существенное значение для понимания происхождения впадин Атлантического, Индийского и Арктического океанов и места внутриокеанических рифтовых зон в их развитии.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, МАГМАТИЗМА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА РИФТОВЫХ ЗОН

Главная закономерность, определяющая зависимость размещения континентальных рифтовых зон от структуры их субстрата, состоит в том, что они, как правило, приурочиваются к зонам развития относительно более молодых и сохранявших ко времени начала рифтогенных деформаций относительно большую тектоническую активность линейно-вытянутых структур фундамента. Эти зоны ограничиваются областями развития относительно более древних образований, менее тектонически активными, внутреннее строение которых отличается большей однородностью, меньшей ролью линейных элементов или даже изометричными, овальными, округлыми контурами. Подобные зоны или области обычно являются «малопроницаемыми» для рифтовых структур, которые лишь местами могут неглубоко вторгаться в их пределы, и угасают в них и служат либо рамой рифтового пояса (системы), либо образуют срединные массивы в его пределах, обтекаемые его ветвями или рифтовыми зонами (Колорадо, Виктория).

В рифтовых зонах и поясах эпплатформенного типа, заложенных на древних платформах, роль древней, жесткой рамы преимущественно играют обширные области развития архейского фундамента со свойственными им структурами типа гранито-гнейсовых куполов и овалов, и лишь отчасти — зоны развития раннепротерозойского складчатого комплекса. Подобные же древние ядра разделяли мезозойские рифтовые зоны, а также рифейские и палеозойские авлакогены, являющиеся далекими «предшественниками» мезо-кайнозойских рифтовых зон платформ. Роль же субстрата рифтовых зон, заложенных на древних платформах, принадлежит зонам распространения протерозойского складчатого комплекса, причем преимущественно тем из них, которые либо продолжали свое геосинклинальное развитие в среднем протерозое и даже до середины или до конца позднего протерозоя, либо являлись в позднем протерозое и на рубеже протерозоя и палеозоя зонами поднятия и тектоно-магматической активизации (Мозамбикский пояс). При этом в пределах зон байкальской тектоно-магматической активизации возникли преимущественно рифтовые зоны сводово-вулканического, а в пределах позднепротерозойских складчатых областей — щелевого типа. Внутри позднепротерозойских геосинклинальных зон и зон тектоно-магматической активизации нередко присутствуют массивы и глыбы гораздо более древних, глубоко метаморфизованных образований, вплоть до архейских (например, Байкальская, Муйская глыбы и пр.) и, возможно, даже катархейских (массивы чарнокитов, анортозитов и пр.). Эти древние блоки и массивы могут играть существенную роль в структуре рифтового комплекса, которая как бы «приспосабливается» к ним. Так, например, конфигурация впадины оз. Байкал почти целиком контролируется одноименной древней погружившейся глыбой.

Молодые структуры рифтогенного комплекса чаще всего следуют простираниям складчатых и разрывных структур протерозойского основания, но нередко также пересекают их, когда последние сильно отклоняются от основного направления молодых рифтовых структур. В этих случаях, как правило, используются древние системы диагональных или поперечных разломов, секущих докембрийское складчатое основание.

При неполном или малом соответствии основных простираний древнего субстрата и молодой рифтовой зоны структуры последней приобретают коленчатые в плане очертания или возникают мозаичные комбинации блоковых новейших структур с ромбовидным, параллелепipedальным («шахматным») рисунком и т. д. Таким образом, имеет место не только наследование древнего структурного плана фундамента новым, рифтогенным тектоническим комплексом, но и его «приспособление» к различным элементам структуры фундамента, обладающим «благоприятной» ориентировкой. Последнее отчетливо видно в Рейнской системе грабенов, наложенной на палеозойское складчатое основание. Ни один из трех грабенов этой системы не следует основному (восток-северо-восточному) простиранию герцинских складчатых структур, но все они используют простирания нескольких главных систем палеозойских (а может быть частично даже допалеозойских по времени своего заложения?) разломов, секущих герцинский фундамент и проектирующихся в эпипалеозойский платформенный чехол.

В эпиорогенной позднекайнозойской Кордильерской рифтовой системе, а также раннемезозойской Западно-Сибирской (см. ниже) рифтовые зоны в основном приурочиваются к молодым (невадийским и ларамийским в Кордильерах, герцинским в Западной Сибири) складчатым зонам и «избегают» древних массивов (Колорадского докембрийского массива в Кордильерах, массивов каледонской и байкальской консолидации в Западной Сибири).

Другой особенностью соотношений эпиплатформенных рифтовых зон с их субстратом является преимущественная приуроченность большинства их к выступам фундамента, в пределах которых часто имеет место неоднократная активизация процессов воздымания. Вместе с тем, в этих областях нередко отмечаются признаки локальных грабенообразных опусканий, происходивших задолго до начала кайнозойского рифтообразования (в мезозое, палеозое или даже в венде) и свидетельствующих о древнем заложении тех ослабленных зон, которые были использованы при новейшем рифтогенезе. В частности, подобные древние впадины, по-видимому, представлявшие собой внутриконтинентальные рифты эпиплатформенного типа, существовали на месте современных межконтинентальных рифтовых зон — Аденской (в мезозое) и, по крайней мере, отдельных участков Красноморской (в венде, девоне — карбоне и мезозое). В относительно более редких случаях кайнозойские рифтовые зоны располагаются в пределах областей развития платформенного чехла. Последний в них либо относительно маломощен (Верхненильские, Эфиопская рифтовые зоны), либо обладает умеренной (Ливийские, Сицилийско-Тунисские, Гессенская, Нижнерейнская рифтовые зоны, фланги Аденской зоны) или даже значительной мощностью (Североморская рифтовая зона, Левантинская зона разломов). За исключением Верхненильской впадины, области платформенного чехла, вмещающие рифтовые зоны, представляют собой краевые синеклизы или перикратонные прогибы, прилегающие к границам платформ с впадинами Атлантического и Индийского океанов и субокеанической впадиной восточной части Средиземного моря. Структура большинства рифтовых зон, наложенных на области с платформенным чехлом, отличается от рифтовых зон, связанных с выступами фундамента, значительным своеобразием.

ОТЛОЖЕНИЯ, ВЫПОЛНЯЮЩИЕ РИФТОВЫЕ ВПАДИНЫ

Наши знания о строении разрезов многих континентальных рифтовых зон еще очень ограничены и не дают возможности произвести их сравнительно-формационный анализ. Интересные формационные исследования образований отдельных грабенов Прибайкалья и Восточной

Африки приведены Н. А. Логачевым (1968, 1974). Характер отложений, выполняющих внутриконтинентальные рифтовые впадины, существенно различен в разных их типах. Условия их заполнения зависели от совместного влияния ряда факторов:

1) тектоники и ее отражения в рельефе (исходный рельеф, конфигурация рифтовой впадины, ее внутреннее строение, наличие поперечных перемычек, скорость погружения, наличие свободной связи с морскими бассейнами, ее ограниченный характер или отсутствие на разных стадиях рифтогенеза, морской, озерный или наземный режим аккумуляции, наличие или отсутствие обрамляющих поднятий, их морфология, время возникновения, скорость воздымания и относительная высота на разных стадиях рифтогенеза и пр.);

2) климата (сухого или влажного, теплого или холодного), определяющего интенсивность и характер денудационных процессов, поступление обломочного материала во впадину, а также тип литогенеза в ее пределах (аридный, гумидный, ледовый);

3) вулканической деятельности, ее интенсивности и эволюции в ходе рифтогенеза, характера извержений, размещения и морфологии центров извержений, определяющей относительную роль осадочных и вулканических образований в строении рифтовых зон, и их взаимоотношения в разрезе и на площади;

4) гидротермальной активности, контролирующей формирование рудоносных осадков и других рудных тел, а также некоторых соленосных осадков, например содовых и, возможно, галоидных (?).

Максимальная мощность кайнозойских отложений, выполняющих континентальные рифты, может достигать 5—7 км (Южно-Байкальский грабен), но в большинстве их она не превышает 3—4 км. Наиболее изучены отложения, выполняющие впадины эпиплатформенных рифтовых зон щелевого типа, развивавшихся в континентальных условиях (грабены Байкальского пояса и Танганьикской зоны), либо в условиях чередования континентальных и мелководно-морских обстановок (грабены Рейнской и Ронской систем). Формационный ряд первых включает два основных комплекса — нижний молассоидный, представленный в основном тонкообломочными (песчано-алеврито-глинистыми) осадками озерного, болотного, аллювиального генезиса, и верхний молассовый, образованный более пестрыми по гранулометрическому составу (от тонкообломочных до валуно-галечных) отложениями озерного, аллювиального, пролювиального, гравитационного, а в Байкальских впадинах — также флювиогляциального и ледникового происхождения. Этот формационный ряд, принципиально сходный с таковым впадин Танганьикской зоны (грабены Альберт, Эдуард), отражает последовательное усиление роста поднятий, обрамляющих рифтовые впадины, в ходе рифтогенеза. На ранних стадиях этот рост был медленным и в основном компенсировался денудацией или почти отсутствовал, а на поздних стадиях воздымание смежных поднятий происходило интенсивно, получая четкое выражение в возникновении горного рельефа и в сносе с гор обильного обломочного материала (Логачев, 1968). Сугубо локальную роль в разрезах некоторых впадин рифтовых зон щелевого типа (как Байкальских, так и Танганьикской и Ньясской) играют горизонты пеплов и других пирокластических пород, а также лавовые потоки, но на отдельных участках количество вулканического материала в разрезе может достигать 20—30% (Тункинская впадина). Разрез Верхнерейнского грабена отражает эту же общую закономерность, но нижней, молассоидной формации здесь отвечает более сложный комплекс терригенных и частично хемогенных отложений от среднего эоцена до раннего миоцена, включающий континентальные, лагунные (в том числе калийные соли) и мелководно-морские осадки, связанные с периодическим проникновением во впадину морских вод с юга или с

севера. Верхний, плиоцен-четвертичный комплекс, как и в байкальских впадинах, относительно маломощный, целиком представлен здесь континентальными, главным образом аллювиальными отложениями, которые накапливались в условиях гораздо более быстрого, чем в палеогене—миоцене, роста соседних поднятий (Вогезы, Шварцвальд и пр.).

В строении рифтогенного комплекса сводово-вулканических рифтовых зон ведущую роль играют вулканические образования, которые не только выполняют грабены, где их разрезы обладают наибольшей мощностью (местами до 2—3 км) и полнотой, но и бронируют значительные площади обрамляющих их поднятий. В заполнении грабенов участвуют также аллювиальные, пролювиальные, озерные, а во впадине Афар — также лагунные и морские осадки, как кластические, так и карбонатные (в том числе содовые!), кремнистые (диатомитовые, опаловые), сульфатные и хлоридные. Отложение некоторых хемогенных осадков происходит в условиях поступления в замкнутые солеродные озерные водоемы гидротермальных растворов. Это относится, в частности, к содовым озерам в Кенийском рифте, некоторые из которых тесно структурно связаны с содовыми карбонатитовыми извержениями (вулкан Олдоинио — Ленгаи). Накопление кремнистых осадков также прямо или косвенно связано с вулканической или гидротермальной деятельностью.

Отложения, заполняющие впадины эпиорогенных рифтовых зон, сходны с таковыми межгорных впадин орогенных областей и представляют генетически пестрые континентальные образования молассового типа, нередко, хотя и не всегда, с большей или меньшей ролью вулканических образований (пеплы, туфы, игнимбриты, лавы) различного состава. В некоторых районах (грабены Суматры, Новой Зеландии, Камчатки, грабен р. Снейк, Колумбийское плато) роль вулканического материала в выполнении впадин становится ведущей или подавляющей.

Специфической чертой седиментации в Красноморском рифте межконтинентального типа является накопление в глубоководных котловинах осевой зоны металлоносных осадков, вероятно, связанных с разгрузкой гидротерм в этой зоне рифта. Это явление, возможно, свойственно и другим молодым межконтинентальным рифтам. Другая характерная особенность разреза Красноморской впадины — широкое развитие мощной позднемиоценовой соленосной толщи, вероятно, лишь косвенно связана с рифтогенезом, создавшим обширную и глубокую полуизолированную «ванну», поскольку аналогичная по возрасту, и, по-видимому, по генезису соленосная толща выполняется обширные котловины Средиземного моря, имеющие иное происхождение, чем впадина Красного моря.

СТРУКТУРЫ РИФТОВЫХ ПОЯСОВ И ЗОН

Континентальные рифтовые пояса характеризуются развитием морфологически довольно разнообразных, но родственных и взаимосвязанных тектонических форм. Все они возникают в условиях некоторого горизонтального растяжения, сопровождавшегося поднятием или опусканием того или иного тектонического элемента относительно смежных с ним структурных единиц. Типоморфными для областей континентального рифтогенеза элементарными структурами являются нормальные, чаще всего крутые, а также вертикальные сбросы и вертикальные или крутые трещины растяжения или отрыва, по существу представляющие собой раздвиги незначительной амплитуды. В пределах некоторых континентальных рифтовых поясов и зон присутствуют также крутые и вертикальные разрывы сбросо-сдвигового (реже взбросо-сдвигового) или чисто сдвигового характера и оперяющие их разрывы, свидетель-

ствующие о наличии более или менее значительных горизонтальных смещений по ним в направлениях, по большей части диагональных или продольных относительно оси рифтового пояса или зоны. Складчатые структуры, а также взбросы и надвиги в строении кайнозойских рифтовых поясов и зон либо не отмечаются, либо играют крайне ограниченную роль, что свидетельствует об отсутствии или ничтожных проявлениях сжимающих деформаций.

Структурными единицами высшего порядка среди структур, созданных процессами кайнозойского рифтогенеза, являются рифтовые пояса океанов и континентов; последние, наряду с континентальными рифтовыми структурами, могут включать и отдельные межконтинентальные рифтовые зоны. Среди континентальных рифтовых поясов по их происхождению, структурным особенностям и ряду других признаков различаются эпиплатформенные и эпиорогенные. Структурными элементами первого порядка, как в тех, так и в других, являются континентальные рифтовые зоны различных типов. В континентальных рифтовых поясах могут присутствовать также зоны ступенчато-глыбовых структур, зоны разломов сдвига-раздвигового и существенно сдвигового типа, срединные и внутренние массивы, а также межконтинентальные рифтовые зоны.

Важнейшими структурными формами второго порядка в рифтовых зонах являются грабены, односторонние грабены и впадины, осложненные разломами, разнообразно построенные зоны сочленения и затухания грабенов, краевые и внутренние поднятия, а в ступенчато-глыбовых зонах — односторонне наклоненные глыбы.

Среди континентальных рифтовых зон по характеру структурных форм, их сочетаниям и истории формирования различаются эпиплатформенные сводово-вулканические, щелевые (не вулканические или слабовулканические) рифтовые зоны, а также эпиорогенные рифтовые зоны нескольких подтипов.

А. Эпиплатформенные рифтовые зоны: 1) рифтовые зоны сводово-вулканического типа морфологически представляют огромные овальные пологие сводовые поднятия, осложненные вдоль всей длины свода весьма протяженными, но относительно неглубокими грабенами (рифтами) шириной в несколько десятков километров, либо приуроченными к их оси (Кенийский рифт), либо наложенными на крыло сводового поднятия (Эфиопский рифт). Сводовое поднятие начинается раньше заложения рифта и продолжается одновременно с его формированием, в связи с чем в своем продольном разрезе днище центрального грабена также оказывается сводообразно изогнутым. На периклиналях свода рифт расщепляется на ряд веерообразно расходящихся и постепенно затухающих ветвей. Вулканическая деятельность начинается на ранней стадии сводообразования, и ее продукты бронируют огромные площади эмбрионального свода. После возникновения центрального грабена вулканическая активность концентрируется внутри него, а также в зонах поперечных и диагональных грабенов, глубоких разломов и трещин, рассекающих крылья свода;

2) рифтовые зоны щелевого типа морфологически представляют полосовидно-вытянутые системы глубоких (до 3—7 км) линейных грабенов и грабенообразных впадин, четковидно или кулисно расположенных и разделенных поперечными или диагональными перемычками. По общему тектоническому положению и структурным особенностям среди них выделяется несколько подтипов, связанных постепенными переходами друг с другом (а также со сводово-вулканическими рифтовыми зонами). Основным их различием является то, что в первом подтипе развитие грабена сопровождается хотя бы слабым общим воздыманием обширной окружающей области, на фоне которого могут выделяться отдельные более резко выраженные краевые поднятия; во

втором же подтипе грабенообразование протекает на фоне общего же слабого опускания обширного окружающего рифт региона.

Щелевые рифтовые зоны областей воздымания состоят из грабенов, которые обычно, хотя и не повсеместно, обрамляются с одной или с двух сторон собственно краевыми поднятиями, в общем более узкими, чем краевые полусводовые поднятия в сводово-вулканических рифтовых зонах. В большинстве случаев заложение рифта (грабена) начинается раньше, чем рост краевых поднятий, и лишь на отдельных участках (поднятие Руанда—Бурунди в средней части Танганьикской зоны, северо-восточный сегмент Байкальского пояса) имеет место обратная картина. Подобные участки характеризуются проявлениями вулканизма, хотя и более слабыми, чем в сводово-вулканических рифтовых зонах, и по этому признаку, так же как и по морфологии структур и истории развития, являются образованиями, переходными между типичными щелевыми и сводово-вулканическими рифтовыми зонами. К ним приближается также южная часть Верхнерейнского грабена.

Щелевые рифтовые зоны областей опускания представлены такими зонами, как Североморская, Пантеллерийско-Мальтийская, а также еще очень слабо изученная Верхненильская и, может быть, Чадская. Нижнерейнский грабен, в своей юго-восточной части «врезанный» в область поднятия Рейнских Сланцевых гор, а в северо-западной — в области опускания южного крыла Североморской перикратонной впадины, является примером того, что могут существовать переходы между выделенными подтипами и что в обоих случаях мы имеем дело с одним и тем же рифтовым процессом, протекающим, однако, на различном более широком тектоническом фоне. Щелевые зоны областей опускания отличаются от таковых областей воздымания отсутствием краевых поднятий. Вместе с тем, по ряду других признаков они, по-видимому, мало отличаются от щелевых рифтовых зон областей воздымания.

Своеобразную особенность многих щелевых рифтовых зон представляет присутствие между кулисно или взаимопараллельно расположенными грабенами внутренних горсто- и сводообразных поднятий, остаточных или активно развивающихся в процессе рифтогенеза (например, поднятие Рувензори в Танганьикской зоне и система грабенов и горстов в Сицилийско-Тунисской зоне). Расщепление щелевых рифтов на несколько ветвей на их концах не наблюдается (кроме таких «переходных» случаев, как Верхнерейнский грабен); как правило, рифты заканчиваются довольно резко. Рифтовые зоны щелевого типа в целом более сейсмичны, чем сводово-вулканические. Вулканическая деятельность отсутствует или проявляется несравненно слабее, чем в сводово-вулканических зонах, но отмечается как в зонах первого подтипа, так и некоторых зонах второго (Сицилийско-Тунисская). В основном она приурочена к приподнятым участкам щелевых зон (краевым поднятиям, поперечным седловинам между впадинами, бортам внутренних поднятий).

Ряд типов структур второго порядка присутствует как в щелевых, так и сводово-вулканических эпиплатформенных рифтовых зонах, но они обладают некоторыми специфическими морфологическими и генетическими особенностями (табл. 2). Отдельные типы структур специфичны для щелевых или для сводово-вулканических рифтовых зон.

Б. Эпиорогенные рифтовые зоны в структурном отношении не менее разнообразны, чем эпиплатформенные, что затрудняет их сопоставление как единой группы с группой эпиплатформенных зон. Если эпиплатформенные рифтовые зоны (и пояса) обрамляются платформенными или дейтероорогенными областями, то эпиорогенные рифтовые зоны сочетаются в пространстве со структурами, типичными для эпигеосинклинальных орогенических областей. Существенным отличием

Типы структур второго порядка	Сводово-вулканические рифтовые зоны	Щелевые рифтовые зоны
Осевые (центральные) грабены (рифты)	Протяженные, непрерывные, относительно неглубокие	Короткие или протяженные, кулисно или четковидно подставляющие друг друга, более глубокие
Краевые асимметричные полусводовые поднятия	Присутствуют всегда; более широкие и протяженные; обособляются в результате заложения осевого грабена	Присутствуют не всегда, менее широкие и протяженные; часто (но не всегда) возникают после заложения осевого грабена
Поперечные и диагональные оперяющие грабены, впадины, а также зоны глубоких трещин растяжения	Нередки, могут обладать значительной протяженностью и рассекать краевые поднятия до их внешнего края	Присутствуют реже, обычно коротки и быстро затухают по мере удаления от осевого грабена
Внутренние, продольные, диагональные и поперечные поднятия (перемычки)	Отсутствуют или слабо выражены	Широко распространены, могут обладать значительной амплитудой; остаточные или новообразованные внутри рифта
Участки веерообразного расщепления разломов на окончаниях осевого грабена (рифта)	Широко распространены, занимают более половины длины рифтовой зоны	Отсутствуют

большинства эпиорогенных зон от большинства эпиплатформенных является то, что последние, хотя и не всегда, построены квазисимметрично и состоят из осевого грабена, обрамленного относительными или абсолютными асимметричными поднятиями, по форме приближающимися к полусводам. Некоторым сходством с подобной квазисимметричной структурой обладают отдельные горные сооружения Средиземноморского пояса с осевыми грабенами (Малый Кавказ, Балканы, Гиндукуш), но краевые поднятия в них существенно отличаются друг от друга по особенностям своего тектонического строения, развития и характеру новейших деформаций. В большинстве же случаев такая квазисимметрия в строении эпиорогенных рифтовых зон отсутствует, что в определенной мере связано с их наложением на орогенические пояса, занимающие краевое положение на границах континентов и океанов и в связи с этим обладающие резко выраженной поперечной асимметрией. Большую роль, по сравнению с эпиплатформенными рифтовыми зонами, играют в эпиорогенных зонах горсты, а не полусводы. Протяженность грабенов в эпиорогенных рифтовых зонах может достигать многих сотен и даже 1—1,5 тысячи километров, и в целом превосходит таковую эпиплатформенных рифтов, что связано с большей степенью унаследованности рифтогенных эпиорогенных структур от линейных структур молодого складчатого основания. Ширина грабенов (рифтов) колеблется в широких пределах — от километров и первых десятков километров до сотен километров, а глубина может достигать 3—4 км. По общей форме в плане и характеру сочетаний рифтогенных структур второго порядка среди эпиорогенных рифтовых зон выделяются

широкие зоны, состоящие из большого числа взаимопараллельных узких грабен и горстов (Провинция Бассейнов и Хребтов в Кордильерах), и узкие зоны, состоящие из 1—2 грабен и сопряженных с ними горстов или односторонних горстов. Первые, очевидно, соответствуют зонам поперечного растяжения, захватившего значительную или даже большую часть орогенического пояса или области, а вторые — более узким продольным зонам растяжения, которое затрагивает лишь часть общей ширины орогенической области и даже может сменяться в других ее продольных зонах некоторым горизонтальным сжатием, как, например, в восточных зонах Андийского сооружения. Приуроченность молодых рифтогенных структур растяжения — грабен, горстов, сбросов к западному флангу Анд ставит под сомнение трактовку Чилийско-Перуанского глубоководного желоба, непосредственно граничащего с комплексом рифтогенных структур Анд, а также ряда других аналогичных по своему тектоническому положению желобов (Центрально-Американского, Индонезийского и пр.) в качестве зон сильнейшего сжатия и «субдукции» и, во всяком случае, заставляет искать убедительного истолкования этого пока мало понятного, при подобной трактовке природы желобов, сочетания структур. Эпиорогенные рифтовые зоны могут развиваться как при отсутствии или слабых проявлениях сопутствующего вулканизма, так и в сопровождении исключительно мощной вулканической активности в пределах рифтов и их обрамления, что позволяет в подобных случаях предполагать их вулканотектоническую природу.

В. Зоны разломов сдвига-раздвигового и сдвигового типа существуют как в эпиплатформенных рифтовых поясах (Левантинская сдвига-раздвиговая зона), так и в эпиорогенных (сдвиговая зона Сан-Андреас), и могут играть существенную роль в их общей структуре и плане деформаций. Длина этих зон достигает многих сотен километров (Левантинская) или превышает 1000 км (Сан-Андреас). Крупнейшие зоны сдвигов располагаются диагонально относительно простирания основных продольных раздвиговых зон, ограничивая их распространение по другую сторону сдвиговой зоны (Левантинская зона) или как бы смещая весь ансамбль структур растяжения рифтового пояса и существенно изменяя его общий тектонический план. В этом единственном известном на континентах случае сдвиговая зона играет роль трансформирующего разлома. Амплитуда позднекайнозойских горизонтальных сдвиговых смещений может достигать нескольких десятков километров; амплитуда и характер предшествующих (дорифтовых) движений менее ясны и трактуются различно.

Г. Ступенчато-глыбовые зоны выделены в эпиплатформенных рифтовых поясах, но, возможно, присутствуют и в эпиорогенных. Они состоят из полого наклоненных линейно вытянутых блоков земной коры, разделенных приблизительно параллельными разломами типа нормальных сбросов. Таковы зоны Рваха — Килемберо — Руфиджи и Унемба — Кунделунгу — Мверу в Восточной Африке, под прямым углом примыкающие к щелевым рифтовым зонам. Длина их составляет около 500 км, ширина — 300—350 км, а амплитуды вертикальных перемещений по крупнейшим сбросам достигают 0,5—2 км. Суммарное горизонтальное растяжение в подобных зонах может достигать первых километров и затухает по мере удаления от смежных рифтовых зон.

Д. Срединные и внутренние массивы. Своеобразными элементами некоторых эпиплатформенных и эпиорогенных поясов являются «жесткие» массивы, аналогичные по своей структурной позиции и тектоническому режиму срединным массивам геосинклинальных поясов (массивы Виктория и Масайский в Африкано-Аравийском поясе и Колорадо — в Кордильерском). Эти массивы испытали в неоген-четвертичное время общее глыбовое поднятие амплитудой около 1 км в Восточ-

ной Африке и не менее 2 км — в Кордильерах, которое было осложнено дифференциальными вертикальными движениями, в том числе сбросового характера сравнительно небольшой амплитуды. Массивы Виктория и Колорадо почти со всех сторон окаймляются рифтовыми и отчасти ступенчато-глыбовыми зонами, а Масайский разделяет веерообразное окончание Кенийской рифтовой зоны и окончание ступенчато-глыбовой зоны Рваха—Киломbero, отдельные ветви которых не только охватывают его с запада и с востока, но и «внедряются» в него с севера и с юга. Эти различия структурного положения «жестких массивов» позволяют, по аналогии с массивами геосинклинально-орогенных поясов (Милановский, Короновский, 1973), относить их к двум типам — срединных и внутренних массивов.

МАГМАТИЗМ РИФТОВЫХ ЗОН

Магматизм как в интрузивных, так и в эффузивных своих формах представляет важнейший эндогенный процесс, в большинстве случаев сопровождающий рифтогенез и, несомненно, связанный с тектоническими движениями и деформациями, свойственными рифтогенезу, общностью порождающих их глубинных факторов. В рифтовых зонах мы наблюдаем оптимальное сочетание таких факторов, как высокий тепловой поток и общая обстановка некоторого горизонтального растяжения литосферы, которые благоприятствуют возникновению магматических очагов в верхней части мантии Земли (а иногда, возможно, также и в земной коре) и обеспечивают возможность подъема магматического материала в верхние этажи земной коры и его выхода на поверхность Земли.

Однако резкие различия в интенсивности проявления магматизма в разных рифтовых зонах и даже на разных участках одной и той же рифтовой зоны, начиная от гигантского масштаба извержений в таких районах, как Эфиопия, и кончая их отсутствием в некоторых рифтовых зонах (средний участок Байкальского рифтового пояса, многие участки Танганьикской, Руква-Ньясской рифтовых зон и пр.) заставляет некоторых исследователей усомниться в существовании генетической связи рифтогенеза, как тектонического процесса, и магматизма, проявляющегося на тех или иных стадиях этого процесса.

Так, например, Н. А. Флоренсов и др. (1968) считают, что «новейший (кайнозойский) вулканизм есть процесс гораздо более распространенный и что он должен быть признан независимым от рифтообразования» (стр. 147). «...Вулканизм не является движущей силой в рифтовом процессе, так же как и последний сам по себе не возбуждает вулканического явления, следовательно, наблюдаемые в рифтовых зонах (не во всех!) совмещение и наложение вулканизма и грабенообразования в пространстве и во времени необходимо рассматривать как частный, хотя и грандиозный по своему масштабу, случай проявления эндогенной динамики Земли (стр. 150)». Однако с таким взглядом трудно вполне согласиться. Разумеется, новейший вулканизм распространен далеко не только в современных рифтовых зонах, но и во многих других геотектонических областях, в которых имеются для этого благоприятные условия, однако в каждой из них характер вулканического (и магматического в целом) процесса, создаваемые им геологические тела и вещественный состав его продуктов существенно различны. Неравномерность же проявлений магматизма в пределах различных рифтовых зон может служить аргументом против признания его генетической связи с рифтогенезом лишь в том случае, если подходить к рифтовым зонам с позиций некоей абстрактной схемы и пытаться объяснить их происхождение, предполагая для всех континентальных рифтовых зон существование единой «модели» их формирования. Но,

как мы пытались показать выше, рифтовые зоны весьма разнообразны не только по интенсивности магматических проявлений, но и по своей предыстории, общему положению, структуре субстрата, тектоническому строению, кинематике движений, истории формирования. Это разнообразие лишь с определенной условностью можно попытаться «упорядочить», различая среди рифтовых зон несколько историко-геологических и структурных типов, подобно тому, как несколько условными и ограниченными являются попытки втиснуть в рамки тех или иных классификаций все разнообразие разновозрастных и, тем более, разновозрастных геосинклинальных областей и зон. Первым приближением к установлению зависимостей между особенностями геологического строения и истории развития рифтовых зон, с одной стороны, и масштаба, геологических и петрохимических особенностей их магматизма, с другой стороны, является выделение таких типов внутриконтинентальных рифтовых зон, как щелевые и сводово-вулканические эпиплатформенные, эпиорогенные, а также межконтинентальных рифтовых зон. Каждому из этих типов свойственны определенные градации масштаба магматического процесса, гаммы состава его продуктов и формы его проявления.

Магматизм эпиплатформенных рифтовых зон характеризуется полным господством слабо щелочных или сильно щелочных пород. Наибольшее усиление магматической активности, главным образом в эффузивной форме, связано с эпохой рифтогенеза (когда увеличивается тепловой поток и происходит более или менее существенное растяжение литосферы рифтовой зоны), но проявления магматизма могут нередко значительно — на миллионы, десятки и даже сотни миллионов лет — предварять эпоху кайнозойских деформаций. Дорифтовый или предрифтовый магматизм зон эпиплатформенного рифтогенеза проявляется в формировании массивов центрального типа щелочно-гранитного, сиенитового и, главным образом, щелочно-ультрабазитового состава (нередко с участием карбонатитов), которые, судя по аналогии с неоген-четвертичными щелочными массивами Восточной Африки, где можно наблюдать различные стадии их денудации, являются вскрытыми эрозией корневыми зонами разрушенных щелочных вулканов (кайнозойские и мел-палеогеновые щелочные массивы периферии Красноморского рифта, палеогеновые (?) — среднемиоценовые — в Кенийской зоне, раннепалеозойские и меловые — в самой южной части Африкано-Аравийского пояса, палеозойские и раннемеловые — в Байкальском поясе, палеозойские и меловые — в рифтовой системе Св. Лаврентия, раннемеловые — в Восточной Бразилии, позднемеловые — в Рейнской рифтовой зоне). Становление щелочных массивов происходило длительно, многофазно, но общий масштаб магматического процесса и его скорость были незначительны. Хотя подобные щелочные массивы приурочиваются к будущей рифтовой зоне, они, как правило, не контролируются какими-либо крупными тектоническими структурами, в частности разломами, а рассредоточены по площади подобных зон; это свидетельствует о низкой проницаемости земной коры этих зон в дорифтовые эпохи, что благоприятствовало формированию высоко дифференцированных серий щелочных пород.

На чрезвычайно медленный и количественно малопродуктивный процесс формирования щелочных массивов, протекавший в зонах поднятия и будущего рифтогенеза, начиная с раннего мезозоя, одновременно в разных областях мог накладываться несравненно более мощный процесс массовых, охватывавших огромные площади платформ базальтовых извержений, создавших трапповые формации (например, в начале юры — в юго-восточной части Африки, в том числе в области южного окончания Африкано-Аравийской рифтовой системы, в конце мела — палеоцене — в Индии, в частности, в Камбейской рифтовой зоне).

После грандиозной, но сравнительно кратковременной вспышки магматизма развитие будущих зон кайнозойского эпплатформенного рифтогенеза возвращалось в свое прежнее русло. В частности, в южной части Африкано-Аравийского рифтового пояса (Мозамбик, Малави и пр.) к раннемеловой эпохе относится формирование щелочных массивов центрального типа, а также извержения щелочных вулканических продуктов, которые фиксируют одну из ранних фаз деформаций рифтового типа.

Заметное усиление «точечного» щелочного магматизма во многих эпплатформенных рифтовых зонах относится к периоду, непосредственно предшествующему этапу кайнозойского рифтогенеза, когда в будущих рифтовых зонах активизируется их общее пологосводовое воздымание. В разных зонах этот период несколько «скользит» во времени от позднего мела до среднего миоцена. В процессе кайнозойского рифтогенеза магматизм в рифтовых зонах проявлялся наиболее интенсивно, преимущественно (во всяком случае, в современном срезе) в вулканической форме. В течение этого этапа резко выявляются различия в масштабе вулканизма сводово-вулканических и щелевых рифтовых зон. В первых из них суммарный объем вулканитов достигал 150—300 тыс. км³; основная масса их извергалась на площади растущего сводового поднятия до начала основного проседания осевого грабена, а после его возникновения продолжалась, главным образом, внутри грабена и на некоторых изолированных участках по его периферии. В щелевых рифтовых зонах объем продуктов вулканизма не превышает 5—10 тыс. км³. Они приурочиваются, главным образом, к их относительно приподнятым участкам — поперечным седловинам между грабенами, промежуточным ступеням на их бортах, к обрамляющим их поднятиям и зонам поперечных нарушений.

Продукты извержений в эпплатформенных рифтовых зонах принадлежат к серии слабощелочных пород (пикрито-базальты, оливиновые базальты, андезито-базальты, трахиты, фонолиты, кварцевые трахиты, пантеллериты, комендиты) и серии сильно щелочных существенно натриевых пород (пикриты, оливиновые мелилититы, меланефелиниты, нефелиниты, фонолиты, карбонатиты). Весьма редко (в Танганьикской рифтовой зоне) встречается также серия сильно щелочных существенно калиевых пород — мафуриты, катунгиты, мелилититы, угандиты, лейцититы, лейцитовые базаниты.

В пределах впадины Афар, покрытой, главным образом, основными и кислыми вулканиками слабо щелочной серии, имеются отдельные узкие зоны, в которых происходили извержения лав, принадлежащих, согласно Г. Тазиеву и другим, к серии пород «океанического типа» — базальтов, переходных между толеитовыми и щелочными, и подчиненных им более кислых продуктов вплоть до субщелочных риолитов. Появление пород этой серии рассматривается как свидетельство существования в континентальной коре разрывов сплошности и питания вулканов в этих зонах из магматических очагов, находящихся в пределах новообразованных выступов мантии.

В Эфиопской сводово-вулканической рифтовой зоне подавляющую роль играют продукты слабощелочной серии пород, в том числе и ее кислые члены (комендиты, пантеллериты), в Кенийской зоне роль сильно щелочных пород относительно увеличивается. Еще более возрастает она в некоторых щелевых рифтовых зонах (европейская часть Рейнско-Ливийского пояса, Танганьикская зона), и лишь в Байкальском поясе распространены породы слабо щелочной или субщелочной серии (оливиновые базальты, трахибазальты). Таким образом, наблюдается общая, хотя и не вполне выдержанная зависимость между масштабом вулканизма и относительной ролью сильно щелочных и слабо щелочных пород.

Другая закономерность заключается в том, что извержения больших масс вулканитов слабо щелочной серии происходили очень быстро, относительно кратковременно, в течение фаз интенсивных тектонических подвижек, когда вскрывались системы глубоких разломов и трещин, служивших основными магмовыводящими каналами. Напротив, извержения сильно щелочных продуктов связаны с продолжительной, но относительно менее продуктивной деятельностью отдельных вулканов центрального типа, происходившей в периоды с более спокойным тектоническим режимом.

В настоящее время вопрос о самостоятельности или, наоборот, общности исходных расплавов для всех этих серий вулканических пород не может считаться вполне решенным. В. И. Герасимовский и А. И. Поляков (1974) на основании результатов петрохимического и геохимического изучения магматических пород Восточной Африки склоняются к мнению о самостоятельности и независимости исходных расплавов, дифференциация которых привела к возникновению этих серий. В то же время есть основания предполагать, что исходные магмы этих серий возникают в результате процесса селективного выплавления из единого исходного материала верхней мантии, но протекавшего на различных глубинах, в разных интервалах давлений и температур. Как показывают результаты экспериментальных исследований (Грин, Рингвуд, 1968), в тех случаях, когда частичное плавление исходного перидотитового вещества верхней мантии происходит на глубинах менее 30 км, т. е. при давлениях менее 10 килобар, оно приводит к выплавлению магмы, соответствующей толентовым базальтам; при частичном плавлении на глубинах 35—60 км, т. е. в интервале давлений 10—20 килобар, выплавляются щелочные оливиновые базальты (возможно, исходные для слабощелочной серии пород), а на глубинах 80—100 км (при давлениях около 27—30 килобар) должна выплавляться жидкость, по составу отвечающая пикриту; возможно, что породы сильно щелочной натриевой серии являются дифференциатами первично пикритовой магмы.

Экспериментальные термобарометрические исследования первичных микровключений магматического расплава в минералах-вкрапленниках из лав Восточно-Африканских рифтовых зон показали (Герасимовский, Поляков, 1974), что температуры гомогенизации включений из меланократовых пород различны для разных серий: для пород слабо щелочной серии они не превышают 1200—1250°, для серии натриевых щелочных пород достигают 1250—1300°, а для серии калиевых щелочных пород — 1300—1350° и даже более 1400° (?). Эти данные позволяют говорить не только о мантийном происхождении всех трех серий пород, но и о том, что расплавы, исходные для серий сильно щелочных пород и, особенно, калиевой, являются наиболее «горячими», а следовательно, и наиболее глубинными.

О мантийном генезисе расплавов, давших серии щелочных пород рифтовых зон, говорит и наличие в лавах и туфах нодулей глубинных основных и ультраосновных пород с ассоциациями минералов, возникающих при высоких давлениях. В базальтах серии умеренной щелочности из Восточно-Африканских рифтовых зон были обнаружены эклогиты (Герасимовский, Поляков, 1974), а в оливиновых базальтах субщелочной серии пород Байкальского пояса — лерцолиты, основные минеральные компоненты которых (омфацитовый пироксен и высокоглиноземистый энстатит) могли образоваться при давлениях не менее 10 килобар на глубинах свыше 35 км (Грачев и др., 1973). В лавах и туфах серии сильно щелочных натриевых пород Кенийской рифтовой зоны присутствуют нодули шпинелевых и гранатовых лерцолитов, которые, судя по их минеральному составу, вынесены с глубин более 80 км (Герасимовский, Поляков, 1974).

Все эти данные свидетельствуют о выплавлении магмы, исходной для серии слабо щелочных пород, на относительно меньших, а для серии сильно щелочных пород — на больших глубинах (может быть, до 80—100 км). С этим предположением согласуется преимущественная связь массовых извержений продуктов, принадлежащих к слабо щелочной серии пород, с фазами интенсивных дифференциальных движений в сводовых поднятиях и рифтовой зоне. Рост сводовых поднятий, скорее всего, обусловлен усилением теплового потока, приводящим к разуплотнению вещества верхов мантии, возникновению и разбуханию подушки «коро-мантийной смеси», перемещению кверху ее кровли, а следовательно, и подъему поверхности зоны магнеообразования. Растяжение в пределах растущего свода приводит к вскрытию глубоких трещин, становящихся каналами для подъема магматических расплавов и выведения их на поверхность, разгрузке магматических очагов и быстрым проседаниям отдельных блоков и, прежде всего, к возникновению осевых грабенов сводово-вулканических зон. В течение более длительного межпароксизмальных фаз развития рифтовой зоны селективное плавление мантийного вещества происходит, вероятно, на больших глубинах и доступ его производных к поверхности оказывается затрудненным. Он ограничивается некоторыми столбообразными каналами, над которыми располагаются отдельные длительно действующие центральные вулканы и окружающие их центры моногенных эксплозивных извержений, извергающие, главным образом, продукты дифференциации серий сильно щелочных пород и связанных с ними карбонатитов.

Магматизм межконтинентальных рифтовых зон, образовавшихся в результате дальнейшего развития внутриконтинентальных эпиплатформенных рифтовых зон, характеризуется переходом от извержений серии слабо щелочных пород к извержениям нормальных толеитовых базальтов, сходных с таковыми внутриокеанических рифтовых зон. В зачаточной форме этот переход осуществляется в нескольких узких раздвиговых зонах в пределах впадины Афар в Эфиопии. Дальнейшую стадию этого процесса мы наблюдаем в Красноморском и Аденском межконтинентальных рифтах. В их периферических зонах с континентальной, хотя и несколько утоньшенной корой (например, в северной прибортовой зоне Аденского рифта), происходили извержения продуктов слабо щелочной серии (оливиновые базальты, трахибазальты, трахиты, комендиты), а в осевых глубоководных зонах с новообразованной океанической корой — излияния толеитовых базальтов. Последние были вскрыты при морском бурении в осевой зоне Красного моря, в глубоководной котловине Атлантис II под маломощной пачкой четвертичных осадков. Но при движении по простираанию к южному концу Красноморского рифта, где он вырождается и утрачивает свой межконтинентальный характер, происходит переход от толеитовых базальтов к лавам, промежуточным между толеитовыми и щелочными базальтами, и далее к серии слабо щелочных пород (щелочные базальты, трахибазальты, трахиты), фиксируемый в соответствующих породах цепочки вулканических островов, приуроченных к осевой зоне рифта (Gass *et al.*, 1973).

Сходная картина наблюдается в рифтовых зонах Исландии: их наиболее «развитым», тектонически и магматически активным поперечным участкам соответствуют излияния толеитовых базальтов, сходных с лавами внутриокеанических рифтовых зон, но при движении вдоль этих зон в направлениях, в которых происходит их вырождение и затухание, толеитовые базальты сменяются оливиновыми, щелочными базальтами, гавайитами, мужеаритами, т. е. имеет место существенное возрастание щелочности. Если принять во внимание, что четвертичные рифтово-вулканические зоны Исландии разделяются и обрамляются зонами развития мощных покровов наземных неогеновых платобазальтов, более сход-

ных с трапповыми формациями платформ, чем с лавами внутриокеанических хребтов, то станет очевидным, что с точки зрения магматизма рифтовые зоны Исландии обнаруживают сходство не с внутриокеаническими, а с межконтинентальными структурами.

Магматизм эпиорогенных рифтовых зон резко отличается от магматизма эпиплатформенных внутриконтинентальных, а также образовавшихся на их месте межконтинентальных рифтовых зон, господством продуктов известково-щелочного ряда — как основных, так и средних и кислых; их количественные соотношения в разных рифтовых зонах и на разных стадиях развития одной и той же рифтовой зоны могут существенно варьировать. Щелочные породы в эпиорогенных рифтовых зонах играют ничтожную роль (приурочиваясь к зонам перехода от молодых складчатых сооружений к платформам) или отсутствуют. В петрохимическом отношении вулканиты эпиорогенных рифтовых зон принципиально не отличаются от продуктов вулканизма эпигеосинклинальных орогенных поясов, в пределах которых они возникают. В некоторых эпиорогенных рифтовых зонах вулканические серии пород обладают бимодальным составом, с резким преобладанием кислых членов в одних районах (Провинция Бассейнов и Хребтов и пр.) и базальтов — в других (Колумбийское плато, грабен р. Снейк). Имеются также отдельные районы, характеризующиеся мощными проявлениями андезитовых извержений (Каскадные горы). Извержения больших масс кислого материала в эпиорогенных рифтовых зонах нередко непосредственно предшествовали возникновению и быстрому проседанию узких грабенов (например в Провинции Бассейнов и Хребтов), возможно, имевшему характер вулcano-тектонического опускания.

Проблема происхождения серий кислых пород, в том числе огромных масс игнимбритов, в эпиорогенных рифтовых зонах остается пока открытой, так же как и в эпигеосинклинальных орогенических областях и вулканических поясах. Возможно, что они являются продуктами, поступающими из анатектических магматических очагов, возникших внутри земной коры (в нижней части гранито-метаморфического «слоя») в ходе длительного сильного прогрева земной коры эпигеосинклинальной орогенической области, ставшей затем ареной рифтогенеза. Небольшие поперечные размеры грабенов и горстов, на которые распадаются области мощного игнимбритового вулканизма после извержений, очевидно, говорят о существовании неглубоко залегающих магматических камер. Излияния огромных масс толеитовых базальтов (впадина Колумбийского плато) или оливиновых, субщелочных базальтов (грабен р. Снейк), несомненно, поступавших из обширных мантийных магматических очагов, происходили одновременно с длительными и очень глубокими общими опусканиями этих депрессий, сопровождавшимися, по-видимому, значительной переработкой (базификацией?) коры этих областей.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РИФТОВЫХ ЗОН

Гравитационное поле континентальных рифтовых зон в редукции Буге характеризуется наличием более или менее значительных отрицательных аномалий различных размеров и происхождения. В щелевых рифтовых зонах присутствуют относительно узкие зоны отрицательных аномалий (до —100—200 мгл и более), приуроченные к осевым грабенам и в основном отражающие наличие заполняющих их мощных толщ рыхлых осадков (грабены Байкала, Танганьики, Альберт, Верхнерейнский и др.). Наряду с ними, как в некоторых щелевых, так, главным образом, в сводово-вулканических рифтовых зонах, а также эпиорогенных рифтовых зонах типа кордильерских, существуют более обширные отрицательные аномалии, или широкие зоны гравитационных минимумов,

предположительно обусловленные наличием под всей рифтовой зоной линзы разуплотненного материала в верхах мантии. В сводово-вулканических рифтовых зонах (Кенийской, Эфиопской) этот минимум распадается на два обширных минимума (до $-200-280$ мгл), приуроченных к краевым полусводовым поднятиям, тогда как с осевым грабеном связана зона или цепочка относительных гравитационных максимумов амплитудой до нескольких десятков миллигал, отражающих, очевидно, подъем основного и ультраосновного материала в виде мощных даек и столбообразных интрузивных тел в этих зонах. Некоторые резко выраженные в рельефе интенсивно растущие внутренние и краевые поднятия в щелевых рифтовых зонах (массив Рувензори, блок Уфипа) характеризуются не относительными минимумами, а, напротив, относительными гравитационными максимумами величиной до $20-30$ мгл. Воздымание подобных массивов представляет резко выраженный антиизостатический процесс выдвигания блока, захватывающий всю земную кору и верхнюю часть мантии. За исключением подобных участков, континентальные рифтовые зоны близки к состоянию изостатической компенсации, которая, однако, осуществляется не на уровне подошвы земной коры, а в пределах подстилающей ее линзы разуплотненного мантийного материала (коро-мантийной смеси). Левантинская зона разломов отличается от типичных рифтовых зон отсутствием квазисимметричной структуры гравитационного поля и проявляет себя как зона высокого градиента силы тяжести, связывающая положительное поле Восточного Средиземноморья и отрицательное — Аравийской платформы.

В отличие от внутриконтинентальных, межконтинентальным рифтам свойственны очень значительные (до $+150$ мгл и более) положительные граваномалии Буге, приуроченные к их внутренним осевым глубоким подводным зонам, лишенным континентальной коры, и отражающие подъем плотного мантийного материала в этих зонах.

Магнитное поле этих категорий рифтовых зон также существенно отличается по своему рисунку и происхождению. В континентальных щелевых рифтовых зонах, например Верхнерейнской или Байкальской, оно в основном отражает магнитные неоднородности складчатого субстрата, причем аномальные зоны, в случае несоответствия простираний кайнозойской рифтовой впадины и структур фундамента, могут наискось пересекать последнюю (Верхнерейнский грабен). В сводово-вулканических зонах магнитное поле имеет сложное происхождение и в той или иной мере отражает особенности распределения магнитовозмущающих масс как в рифтогенном магматическом комплексе, так и в древнем фундаменте (в особенности в тех районах, где молодые магматические образования отсутствуют или маломощны). В результате магнитные аномалии на некоторых участках Кенийского грабена и впадины Афар вытянуты в направлениях, диагональных или даже поперечных по отношению к простиранию молодых рифтогенных структур.

Во внутренних зонах межконтинентальных рифтов магнитное поле приобретает полосовидный рисунок, симметричный относительно оси этих структур, который резко нарушается в зонах трансформирующих разломов Аденского и Калифорнийского заливов. Этот рисунок, сходный с таковым внутриокеанических рифтовых зон, отсутствует в периферических зонах межконтинентальных рифтов.

Хотя **тепловой поток** в сводово-вулканических рифтовых зонах изучен слабо, он, несомненно, должен быть существенно повышенным, в пользу чего говорят мощное развитие молодого вулканизма и гидротермальная активность в этих зонах. Из рифтовых зон щелевого типа наиболее высоким тепловым потоком характеризуются впадины оз. Байкал, где его значения колеблются от $2,0$ до $3,4$ е. т. п., в среднем составляя $2,8$ е. т. п., и Верхнерейнский грабен, где величина теплового потока составляет от $1,6$ до $4,0$ е. т. п.

Измерения теплового потока, проведенные в озерах Танганьикской и Руква-Ньясской зон, показали большой разброс значений — от 0,19 до 2,88 е. т. п. на дне оз. Ньяса, от 0,4 до 4,4 в оз. Киву, от 0,4 до 3,6 в оз. Танганьика. Возможно, что многие полученные на дне этих озер значения, в силу влияния местных факторов (недавние изменения t° озерных вод, высокая скорость седиментации), значительно ниже истинной величины теплового потока в этих грабенах. В Кордильерской эпиорогенной рифтовой системе, в частности в Провинции Бассейнов и Хребтов, величина теплового потока, за исключением нескольких сравнительно небольших районов, превышает 1,5 и на ряде участков достигает 2—3 е. т. п. Очень высоким тепловым потоком обладает межконтинентальный рифт Красного моря, в особенности его осевая зона. Большинство измеренных на дне его значений колеблется от 2 до 8 е. т. п., а в одной точке обнаружена уникальная величина — 79 е. т. п.

Магнитно-теллурическое зондирование показало, что зоны повышенной электропроводности, связанные с аномальным разогревом верхней части мантии и низов коры, под Байкальским рифтом резко приближены к земной поверхности по сравнению с глубиной их расположения в прилегающей к рифту части Сибирской платформы.

Все континентальные и межконтинентальные рифтовые зоны отличаются повышенной сейсмичностью, причем очаги землетрясений, за очень редкими исключениями, не опускаются ниже 40—50 км, а большинство эпицентров приурочено к грабенам или зонам некоторых крупных разломов. Сводово-вулканические рифтовые зоны в целом менее сейсмичны, чем щелевые. По-видимому, это связано с несколько иным характером деформаций в сводово-вулканических зонах, обусловленным большим разогревом и пониженной вязкостью нижней части коры в центральных частях этих зон, где происходили вулканические извержения. Из щелевых рифтовых зон наибольшей сейсмичностью характеризуется Байкальская, а также некоторые участки Танганьикской. В эпиорогенной рифтовой системе Кордильер эпицентры землетрясений размещены крайне неравномерно, приурочиваясь к нескольким зонам. Векторы напряжения растяжения в очагах землетрясений в континентальных рифтовых зонах, как правило, ориентированы субгоризонтально, приблизительно перпендикулярно (Байкальские грабены) или косо по отношению к оси рифта (Верхнерейнский грабен). Векторы напряжения сжатия в Байкальском рифте направлены субвертикально, но в других рифтах, например Верхнерейнском, могут располагаться субгоризонтально, определяя раздвиго-сдвиговый общий характер деформаций. Высокосейсмичная зона разлома Сан-Андреас в Кордильерском рифтовом поясе характеризуется существенно правосдвиговыми деформациями. В межконтинентальных рифтах эпицентры приурочиваются почти целиком к их осевым зонам и пересекающим их трансформирующим разломам.

Глубинное строение сейсмическими методами (ГСЗ и др.) было изучено лишь для некоторых внутриконтинентальных рифтовых зон, представляющих различные их типы, а также для межконтинентальных рифтовых зон. Общими чертами глубинной структуры исследованных континентальных рифтовых зон являются уменьшение мощности коры и появление ниже ее подошвы, как и в океанических рифтовых зонах, линзовидного, выклинивающегося к краям рифтовых зон (но не самих грабенов!) слоя с относительно пониженными, по сравнению с нормальными для верхов мантии скоростями распространения продольных (7,2—7,8 км/с) и поперечных сейсмических волн. Однако эти явления выражены неодинаково резко в рифтовых зонах щелевого и сводово-вулканического типа. В Байкальской рифтовой зоне щелевого типа, на профилях, проходящих через грабены оз. Байкал, мощность коры сокращается относительно непосредственно прилегающих участков Си-

бирской платформы на 3—7 км и составляет не менее 35—36 км (в некоторых сечениях может быть 30—35 км), а скорость ниже поверхности М уменьшается от 8,1 до 7,7—7,8 км/с. В Верхнерейнской рифтовой зоне мощность коры редуцирована до 24—27 км, а скорости ниже поверхности М, возможно, понижены (?) до 7,6—7,7 км/с. В средней части земной коры этой зоны обнаружен слой пониженных скоростей. В грабене Лимань, представляющем рифтовую зону переходного между щелевым и сводово-вулканическим типом, мощность коры сокращается до 23—24 км, а скорости в подстилающей ее линзе разуплотненного мантийного материала составляют 7,2—7,4 км/с. В Кенийской зоне сводово-вулканического типа мощность коры сокращается до 18,5—20,5 км. На глубине 3 км в осевом грабене присутствуют аномально плотные породы со скоростью 6,4 км/с (возможно, интрузии основного материала). Скорости в слое, залегающем ниже подошвы коры, составляют 7,5 км/с. Во впадине Афар — участке Эфиопской рифтовой зоны, наиболее подвергшемся процессам растяжения и переработке коры, на глубине 13 км появляется слой со скоростью 7,0 км/с, а на глубине 35 км скорости увеличиваются до 7,5 км/с.

В Провинции Бассейнов и Хребтов, представляющей типичную эпигорогенную рифтовую зону, согласно К. Куку, мощность коры сокращена до 30—25 км, а скорости в подстилающей ее линзе «коро-мантийной смеси» составляют 7,4—7,7 км/с. При этом ширина подобной аномальной области достигает здесь 1000 км, в несколько раз превышая таковую во всех эпиплатформенных рифтовых зонах. Однако наличие подобной линзы не подтверждается данными некоторых других исследователей (К. Продел и др.). В северной части Кордильерской эпигорогенной рифтовой системы, в пределах Колумбийского плато мощная (около 40 км) кора лишена типичного гранитно-метаморфического слоя. Это своеобразное строение коры либо унаследовано от дорифтогенного этапа, либо, что кажется более вероятным, обязано своим происхождением процессам переработки коры в ходе позднекайнозойского рифтогенеза и мощного магматизма траппового типа.

Таким образом, в щелевых рифтовых зонах имеет место минимальное сокращение мощности коры (до 25—35 км) и относительно небольшое понижение скоростей сейсмических волн (до 7,6—7,8 км/с), а следовательно, и разуплотнение вещества в верхах мантии. В сводово-вулканических зонах мощность коры сокращается до 20 и, может быть даже до 13 км (Афар), а скорости ниже коры понижаются до 7,0—7,5 км. Для суждения о типичных параметрах глубинной структуры эпигорогенных рифтовых зон слишком мало данных; по-видимому, они могут существенно варьировать в различных их типах, но размеры областей, обладающих корой аномально низкой мощности, подстилаемой разуплотненным мантийным материалом или коро-мантийной смесью, и общий масштаб процессов переработки коры и верхов мантии в некоторых эпигорогенных рифтовых зонах могут значительно превышать таковые в эпиконтинентальных рифтовых зонах.

Природа линзовидного слоя пониженных скоростей, фиксируемого ниже подошвы коры во всех рифтовых зонах, пока недостаточно ясна. Его происхождение связывается либо со смешением материала нижней части коры и аномально разогретой верхней части мантии («коро-мантийная смесь»), либо с разогревом и селективным плавлением вещества самой верхней части мантии, что кажется более вероятным. Скорее всего, этот слой состоит из твердого ультраосновного материала, в той или иной мере «пропитанного» выплавленным из него базальтовым расплавом, относительное содержание которого определяет то или иное понижение упругих свойств этого слоя по сравнению с нормальной, не «возбужденной» верхней частью мантии. Данные о нижней границе этого слоя недостаточно достоверны и несколько противоречивы. Не вполне

ясно, представляет ли он апофиз основного астеносферного слоя в верхней мантии, кровля которого резко приподнята, а плотность и вязкость сильно понижены под рифтовой зоной, или же образует «самостоятельную» астеносферную подушку над основным астеносферным слоем в верхней мантии. Уменьшение мощности коры под рифтовыми зонами щелевого типа в основном, вероятно, представляет результат механического растяжения, а в рифтовых зонах с мощными проявлениями магматической активности — также частичной переработки в результате густого насыщения ее основным и ультраосновным магматическим материалом и протрузий мантийных блоков.

В межконтинентальных рифтах процессы растяжения приводят не только к утоньшению континентальной коры (в их периферических частях), но и к полному разрыву ее сплошности и новообразованию коры, по типу близкой к океанической в их осевых зонах, где уже на глубинах в несколько километров фиксируются скорости около 7,0—7,2 км/с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН

Происхождению рифтовых зон вообще и континентальных в частности посвящена обширная литература. Высказано множество идей, основывающихся на анализе их структурных особенностей, глубинного строения, на данных моделирования, аналогиях с рифтовыми зонами океанов и различных общих соображениях относительно природы тектонических движений, протекающих в земной коре (И. В. Лучицкий и П. М. Бондаренко, 1967; В. В. Белоусов и Ю. М. Шейнманн, 1968; Р. Фрэнд, 1970). Существующие основные взгляды на природу материковых рифтовых зон связывают их генезис: 1) с локальным растяжением и проседанием блока на оси растущего сводового поднятия, 2) с региональным растяжением и 3) с региональным сжатием в направлениях, перпендикулярных к оси рифта. Последняя идея, положенная в основу «гипотезы рампа», популярной в 1920-х—1930-х гг., ныне почти совершенно оставлена, а обе другие концепции имеют многих приверженцев. Идея о возникновении крупных грабенов в процессе горизонтального растяжения базируется на реальном факте господства в строении рифтовых зон структур растяжения — нормальных наклонных сбросов, трещин отрыва и пр. В последнее время разные схемы образования рифтов в условиях поперечного растяжения были предложены Венинг-Мейнесом (1950), Р. Фрэндом (1970), М. Е. Артемьевым и Е. В. Артюшковым (1968). В первой схеме развитие рифта начинается с возникновения, в ходе растяжения, наклонного сброса, рассекающего всю кору и в дальнейшем играющего роль одного из бортов будущего рифта; в двух других — уменьшение мощности коры в рифтах объясняется образованием в ней пережима («шейки») в процессе ее пластического растяжения. Гипотезы, всецело связывающие образование рифтов с растяжением, удовлетворительно объясняют происхождение отдельных типов рифтовых зон, в частности некоторых эпиплатформенных рифтовых зон щелевого типа. Однако они не объясняют того, что очень многие континентальные рифтовые зоны приурочены к областям длительного поднятия, что возникновению ряда рифтов предшествовало воздымание овального свода, а также существование в некоторых рифтовых зонах поперечных участков, большую часть сечения которых занимают резко выраженные молодые поднятия (например Рувензори в Танганьикской зоне), намного превосходящие по вертикальной амплитуде движений и объему смежные с ними впадины.

Альтернативная идея о возникновении крупных континентальных грабенов на оси сводовых поднятий в связи с их ростом была детально разработана Г. Клоосом (Cloos, 1939) и проверена им, а позднее — И. В. Лучицким и П. М. Бондаренко (1967) на опытах по тектониче-

скому моделированию сводовых поднятий. Эксперименты и расчеты подтвердили, что структуры растяжения, возникающие на растущих сводах, по своему расположению и морфологии действительно обладают качественным сходством с рядом реально существующих рифтовых зон, но, вместе с тем, показали полное несоответствие между ничтожными величинами растяжения и проседания грабена, которое может быть обусловлено сводообразным поперечным изгибом коры, вызываемым действием приложенной снизу вертикальной силы, и значительными амплитудами растяжения и проседания, свойственными многим континентальным рифтам; возникновение этих структур требует дополнительного растяжения.

В новейших модификациях «сводовой» модели принимается во внимание поперечное растяжение того или иного масштаба, свойственное континентальным рифтам, но истолковывается оно по-разному. В этих моделях, предложенных В. В. Белоусовым (1974) и Н. А. Логачевым

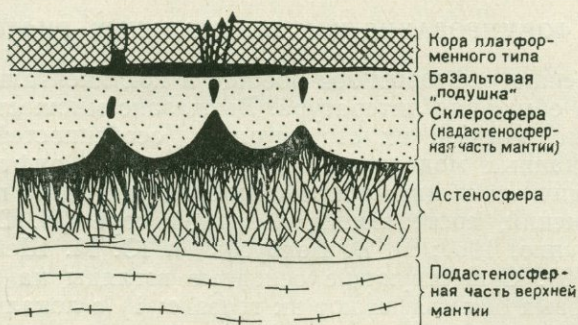


Рис. 48. Гипотетический глубинный профиль континентальной рифтовой зоны. По В. В. Белоусову (1973 г.)

(1974) для объяснения происхождения рифтовых зон Восточной Африки, Х. Иллисом (Illies, 1972 и др.) — для Верхнерейнского грабена, А. Ф. Грачевым (1972) — для Байкальского, И. Гэссом (Gass, 1970 и др.) — для Эфиопской, Красноморской и Аденской рифтовых зон, в качестве причины образования сводового поднятия признается возникновение и последовательное «разбухание» в верхней части мантии линзы или «подушки» разуплотненного, частично расплавленного материала (ее существование под некоторыми рифтовыми зонами, как уже отмечалось, ставится в последнее время под сомнение). Согласно представлениям В. В. Белоусова (рис. 48), относительно пластичный материал астенолитной «подушки», имеющей в плане овальную форму, по мере ее разрастания стремится растечься, «расползтись» в стороны и вовлекает в этот процесс вышележащую менее пластичную кору (уже несколько растянутую и рассеченную трещинами и сбросами в результате выпирания свода, особенно в его приосевой части), и вдоль оси свода возникает грабен, расщепляющийся и затухающий на его перифериях. Однако растяжение, согласно В. В. Белоусову, не приложено к рифтовой зоне извне, и поэтому должно на ее краях не только сходиться на нет, но и компенсироваться мало заметными рассеянными деформациями сжатия. Подобное представление о локальном характере растяжения в рифтовой зоне, всецело связано с «саморазвитием» овального свода, может быть вполне справедливым в отношении изолированных рифтовых зон и поясов, не связанных с мировой рифтовой системой, в частности Байкальского пояса. Примечательно, что именно на северо-западной периферии этого рифтового пояса в чехле Сибирской платформы наблюдаются параллельные Байкальскому рифту ли-

нейные складчатые структуры, возможно, имеющие компенсационный характер*.

По представлениям В. В. Белоусова, астенолитные «подушки» разных размеров и с различной степенью разуплотнения материала могут возникать на разных уровнях, что может объяснить усложнения структурного плана, свойственные некоторым рифтовым поясам. Предполагается, что глубоко залегающая, весьма обширная «подушка» определила возникновение Восточно-Африканского поднятия, а над ней в основании коры в благоприятных структурных условиях возникли «подушки» меньших размеров (Кенийская и Руанда-Бурундийская), предопределившие места заложения будущих Кенийской и средней части Танганьикской рифтовых зон.

Х. Иллиэс, анализируя происхождение Верхнерейнского грабена, также считает, что он заложился в благоприятных структурных условиях (древняя ослабленная зона) на оси растущего сводового поднятия, обусловленного формированием в основании коры «подушки» разуплотненного мантийного материала (см. рис. 31). Но растяжение в пределах свода и возникшего на нем грабена (измеряемое пока лишь километрами) он связывает не только с «разбуханием» этой «подушки» и гравитационным сползанием с нее в разные стороны обрамляющих грабен приподнятых участков коры (Вогезы, Шварцвальд), но и с некоторым региональным, общим для всего Рейнско-Ливийского рифтового пояса растяжением. Дальнейшие стадии последнего процесса он видит в рифтах Кении, Эфиопии и Красного моря.

И. Гасс, рассматривая эволюцию Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов, также считает, что процесс континентального рифтогенеза начинается с роста сводового поднятия, вызванного возникновением и разрастанием в верхах мантии зоны разуплотнения и генерации магмы (сперва — щелочной, затем, по мере развития процесса и подъема фронта выплавления — субщелочной и, наконец, толеит-базальтовой), которую он называет «литотермальной системой» (рис. 49). На первой стадии происходит поднятие свода, сопровождаемое общим слабым растяжением коры в его пределах и излиянием щелочных лав (Эфиопский свод в палеогене — начале неогена). На следующей стадии в зоне наибольшего растяжения на оси свода, в связи с подъемом кровли «литотермальной системы», возникает осевой грабен, становящийся главной ареной субщелочного вулканизма (Эфиопский грабен, впадина Афар в плиоцене — антропогене), а затем в пределах грабена происходит полный разрыв континентальной коры и подъем в эту раскрывающуюся щель толеит-базальтовой магмы (внутренние зоны Аденского рифта с миоцена и Красноморского — с плиоцена). Однако последняя стадия стала возможной лишь вследствие того, что «литосферная плита» Африки — Аравии, начиная с мезозоя, находилась в состоянии горизонтального дрейфа к северу, а возникновение Аденского и Красноморского рифтов, приведшее к разобщению глыб Африки и Аравии в неогене, позволило им в дальнейшем дрейфовать в виде самостоятельных «литосферных плит» с несколько различной скоростью и в несколько различных направлениях. Важным условием для разобщения «плит» явилась также непосредственная связь расширяющейся к востоку системы Красноморского — Аденского рифтов с океанической рифтовой зоной Карлсбергского хребта. Таким образом, И. Гасс более

* Однако эти складки могут иметь и несколько иное происхождение. В экспериментах И. В. Лучицкого и П. М. Бондаренко (1967), стремившихся создать модель изолированного сводового поднятия байкальского типа, несущего осевые грабены и разрывы, его вздутие дополнялось действием пары сил, придающим своду сигмоидальную форму. В этих условиях на краях сводового поднятия возникают линейные складки и надвиги, напоминающие складки в чехле Сибирской платформы, развитые вблизи Байкальского свода.

решительно, чем Х. Иллиэс, объединяет «вертикалистскую» схему развития континентальных рифтовых зон над растущими сводами с мобилистской моделью развития океанических рифтовых зон и движения «литосферных плит» в духе «новой глобальной тектоники». В этой концепции остается, однако, весьма сомнительным, может ли процесс возникновения и роста свода, вызываемый развитием мантийного магма-

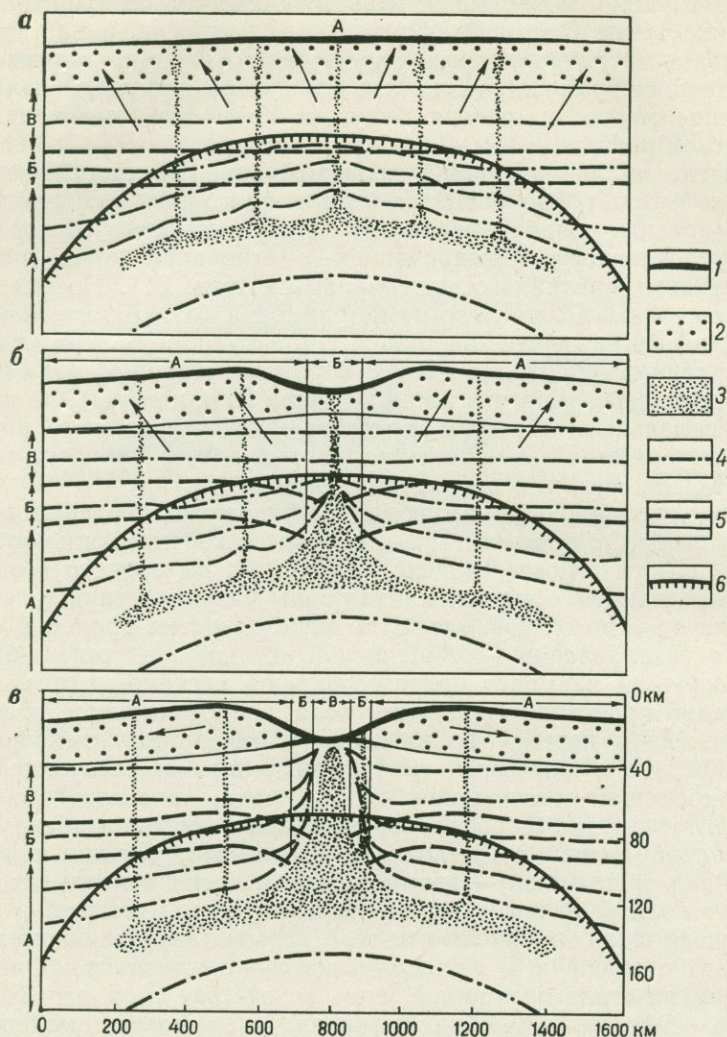


Рис. 49. Схематические диаграммы, изображающие предполагаемое размещение зон магнеобразования и продуцируемых ими вулканических пород на разных стадиях (а, б, в) тектонического развития рифтовой зоны. По И. Гассу (1970 г.)

1 — вулканические породы; 2 — сиалическая кора; 3 — зона магнеобразования; 4 — изотермы; 5 — граница между зонами образования магм А, Б и В; 6 — верхняя поверхность литотермальной системы: А — зона образования и извержения щелочных базальтов; Б — то же, промежуточных (субщелочных) базальтов; В — то же, толеитовых базальтов

тического очага и завершаемый «вспарыванием» приосевой части сводообразного вздутия коры, происходит в условиях одновременного непрерывного скольжения литосферной плиты по ее (астеносферному?) ложу, ибо чрезвычайная длительность и однонаправленность этого процесса (как и сопряженного с ним развития платформенных впадин), одновременно протекавшего в ряде областей Африки, говорит о его связи с очень большими глубинами.

Рассмотренные гипотезы, связывающие развитие континентальных рифтов со сводовыми поднятиями и их магматизмом, очень интересны. Они естественно объясняют возникновение сводово-вулканических и части щелевых рифтовых зон, а также родственных и сходных по характеру вулканизма со сводово-вулканическими зонами обширных куполовидных вздутий типа Ахаггара, Тибести, Дарфура и пр., которые, однако, вследствие своей округлой формы и изолированного положения в центре Африканского континента оказались не в состоянии выйти за рамки первой «сводовой» стадии рифтогенеза и превратиться в настоящие рифтовые зоны. Кроме того, «сводовые» гипотезы рифтогенеза, с некоторыми видоизменениями и дополнениями, могут быть приложены к объяснению происхождения ряда эпиорогенных рифтовых зон. В рифтовых зонах этого типа процесс рифтогенеза также начинается с возникновения крупного сводового поднятия, но не в пределах платформ, а на месте бывшей геосинклинали, превратившейся на орогенном этапе в складчатое сооружение, испытывающее интенсивное воздымание. Именно на орогенном этапе развития геосинклинали тепловой поток достигает максимальной величины (2—3 е. т. п. и более), и проявления орогенного наземного вулканизма, в том числе кислого, очевидно, связанного с анатектической магмой, свидетельствуют об исключительно высоком тепловом режиме и «разбухании» не только верхней части мантии, но и нижней части коры эпигеосинклинального орогена. Следовательно, эпигеосинклинальный орогенез создает благоприятные исходные предпосылки для рифтообразования, в особенности в эпигеосинклинальных орогенных областях с наличием более или менее прямолинейных, взаимопараллельных структур. Для того чтобы рифтообразование началось, необходима смена обстановки некоторого сжатия во всем рифтовом поясе или отдельных его областях некоторым растяжением. В горных сооружениях Средиземноморского пояса обстановка слабого поперечного растяжения возникала, по-видимому, лишь локально (Малый Кавказ, Балканы и пр.). Более широко проявлялось растяжение в направлении, близком к простираанию горных сооружений, приводившее к возникновению глубоких поперечных трещин, разломов и вулканических зон, в особенности в тех районах, где Средиземноморский пояс пересекают континентальные рифтовые пояса.

Более широко и мощно процессы растяжения, сопровождаемого интенсивным прогревом и подъемом глубинных масс, проявились во внутренней зоне Средиземноморского пояса — зоне междугорий. Энергичный вулканизм, раздробление срединных массивов нормальными сбросами на множество грабенов и горстов и постепенное перерождение этих массивов в глубоководные впадины с субокеанической корой, наблюдаемые в Паннонской впадине и районах Эгейского, Альборанского и Тирренского морей, весьма напоминают процессы рифтогенеза, но протекающие в условиях ранее возникшего сложного тектонического плана. Однако самая благоприятная обстановка для наиболее мощного развития эпиорогенного (так же как и эпиплатформенного) рифтогенеза создается тогда, когда к границе эпигеосинклинальной орогенной области вплотную приближается и проникает в ее пределы активно развивающийся океанический рифтовый пояс. В подобном случае (Кордильеры) огромный орогенный пояс на значительной части площади преобразуется в арену интенсивного проявления рифтогенеза, который приобретает здесь, однако, некоторые специфические особенности.

Таким образом, гипотезы, связывающие континентальные рифты со сводовыми поднятиями, приуроченными к зонам с высоким тепловым потоком и подъемом глубинного материала, удовлетворительно объясняют условия возникновения ряда континентальных рифтовых зон. Однако за исключением некоторых случаев, главным образом, относящихся к изолированным рифтовым зонам, они требуют допущения о неко-

тором дополнительном растяжении. Взятая же в своем «чистом виде» гипотеза о связи рифтов с развитием сводов является столь же односторонней, как и гипотезы, связывающие рифтогенез только с горизонтальным растяжением, ибо существуют континентальные рифтовые зоны, развитие которых начиналось не с воздымания свода*, но с заложения линейно вытянутой впадины, превращающейся затем в грабен (рифт), а поднятия по краям ее начинали расти параллельно с углублением и расширением рифта, причем наиболее интенсивно — на поздней стадии этого процесса. Имеются также рифты, которые вообще не обрамляются поднятиями или даже развивались в условиях общего погружения обширной области (Пантеллерийско-Мальтийский, Североморский). Тем не менее, эти структуры, несомненно, являются рифтовыми зонами, так как хорошо «вписываются» в общий план рифтогенных структур Рейнско-Ливийского рифтового пояса, а Североморская впадина подставляет кулисообразно на севере Нижнерейнский грабен, рифтовая природа которого очевидна. Вместе с тем, Нижнерейнский грабен представляет весьма своеобразный и нелегкий для теории рифтогенеза объект, поскольку его юго-восточная часть лежит в пределах области поднятия, а северо-западная — в области общего погружения, которые развивались одновременно с формированием Нижнерейнского рифта. Таким образом, в тех случаях, когда развитие рифтов не сопровождается ростом краевых и внутренних поднятий и, тем более, когда оно протекает в обстановке некоторого опускания их «рамы», становится очевидной необходимость признания ведущей роли растяжения. Если оно и сопровождалось поднятием глубинного вещества в этих рифтовых зонах (что несомненно для Пантеллерийско-Мальтийской рифтовой зоны), то последнее не получало морфологического выражения в связи с тем, что его эффект перекрывался понижением поверхности, вызываемым общим растяжением.

Недостатком большинства существующих гипотез о происхождении рифтовых зон и в том числе зон континентального рифтогенеза является стремление втиснуть все рифтовые зоны в прокрустово ложе единой универсальной модели, построенной, как правило, на основе изучения той или иной хорошо известной рифтовой зоны. Но, как уже отмечалось, реальные рифтовые зоны, наряду с общими чертами, характеризуются весьма большим разнообразием структур, кинематики движений, вулканизма, истории развития и пр., и поэтому глубинный механизм их формирования не мог быть одинаковым. Можно сказать, что основными факторами, контролировавшими развитие континентальных рифтовых зон, являлись те или иные сочетания, повышенного теплового потока, некоторого подъема глубинного вещества и некоторого горизонтального растяжения. Природа растяжения в рифтовых зонах, дополнительного к возникающему при развитии сводовых поднятий, не является пока достаточно ясной. Оно может быть связано либо с горизонтальными движениями (может быть, вызванными глубинными конвекционными потоками) больших континентальных блоков, но при этом обладающих столь большой толщиной, что эти движения не нарушают длительного унаследованного развития многих крупных континентальных структур, либо являются проявлением общего процесса расширения (или пульсаций) Земли. Подводя итоги сказанному, можно констатировать, что в настоящее время выявлены некоторые более или менее вероятные частные механизмы, лежащие в основе отдельных, резко различных типов континентального рифтообразования, но мы пока еще далеки от создания общей удовлетворительной теории рифтогенеза.

* Или же последнее было столь вялым, медленным, что не получало, вследствие его компенсации денудацией, отчетливого выражения в рельефе.

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Современные рифтовые зоны считаются сравнительно молодыми, позднекайнозойскими новообразованиями (Белоусов, Шейнманн, 1968). Однако хотя активность процессов рифтогенеза в позднем кайнозое, несомненно, возросла, возможно, в связи со вступлением альпийских геосинклинальных поясов в орогенный этап развития (во всяком случае, подобная активизация отмечается в континентальных и межконтинентальных рифтовых зонах), несомненно, что ряд звеньев мировой рифтовой системы заложился значительно раньше. На ряде участков Африкано-Аравийского, Рейнско-Ливийского и Байкальского рифтовых поясов установлены проявления грабенообразования и сопряженного с ним магматизма в мезозое и палеозое. Рифтовые пояса в Центральной Атлантике и Индийском океане могли существовать, по крайней мере, со времени распада Гондваны, т. е. с мезозоя, и, таким образом, развиваться одновременно и параллельно со Средиземноморско-Индонезийским и Андийским геосинклинальными поясами.

Если в течение кайнозойского этапа развития Земли геосинклинальные пояса развивались сопряженно с рифтовыми поясами, как бы «уравновешивая» друг друга, то, возможно, принципиально сходные или близкие соотношения могли иметь место и на более ранних этапах тектонической истории, на протяжении которых существовали геосинклинальные пояса, по своему строению и развитию сопоставимые с альпийскими; иначе говоря, можно предположить, что в мезозое, а возможно, и в палеозое и даже позднем докембрии могли существовать свои рифтовые зоны и пояса. Структурный план их мог неоднократно изменяться по мере перестройки плана расположения геосинклинальных поясов, ход развития рифтовых поясов в связи с «циклическостью» развития разновозрастных геосинклинальных поясов, вероятно, был сложным и неравномерным, а характер строения и особенности расположения рифтовых поясов и зон в связи с необратимым поступательным развитием Земли в целом, очевидно, также должны были подвергаться последовательным изменениям.

Реконструкция рифтовых зон геологического прошлого представляет интересную и важную задачу, без решения которой невозможно воссоздание цельной картины тектонического развития Земли. К сожалению, эта задача очень трудна и в полной мере вряд ли выполнима, ибо рифтогенез в основном и наиболее мощно проявляется в пределах океанов или приводит к разобщению первоначально связанных друг с другом участков материков новообразованными глубоководными впадинами. В отличие от геосинклинального процесса, создающего структуры, входящие в цоколь материков, рифтогенез, как деструктивный процесс, разрушает ранее существовавшие структуры, затрудняя тем самым воссоздание последовательности геологических событий. Большая часть древних рифтовых зон скрыта под водами и осадками морей и океанов или замаскирована возникшими внутри этих зон более молодыми сооружениями.

Однако сказанное не означает, что данная задача совершенно неразрешима. Так, известны древние грабенообразные зоны, рифтовая природа которых не вызывает сомнений (грабены Осло, Днепровско-

Донецкий), а также древние структуры, которые могут быть сопоставлены с современными рифтами на основании тождества или сходства их структуры, магматизма и истории развития. Большинство выявленных древних рифтовых зон находится в пределах материков. По аналогии с современными материковыми рифтовыми зонами часть их, вероятно, можно рассматривать как ответвления более мощных океанических рифтовых поясов (и по расположению этих «ветвей» пытаться наметить их возможное местоположение), тогда как другие, подобно Байкальскому поясу, возможно, представляли собой «слепые» внутриконтинентальные рифтовые структуры.

В качестве косвенных показателей возможного существования древних рифтовых зон того или иного типа можно использовать обширные поля наземных щелочных вулканитов и зоны развития дифференцированных щелочных и щелочно-карбонатитовых, обычно кольцевых магматических массивов, длительное формирование которых сопутствует и предшествует эпплатформенному рифтогенезу, начинаясь иногда на десятки и даже первые сотни миллионов лет раньше главных пароксизмов последнего. Особое внимание следует уделить также проявлениям базальтового траппового магматизма и закономерностям его распространения и проявлений во времени. Продукты мезо-кайнозойского траппового магматизма — вулканические и интрузивные — по своему объему занимают ведущее положение среди магматических формаций континентов, намного превосходя все магматические образования, связанные с геосинклинальным процессом. Как показало глубоководное бурение на дне океанов, на большей части их площади, за исключением срединно-океанических рифтовых хребтов, сравнительно маломощный (несколько сотен метров) чехол океанических осадков подстилается покровами лав кайнозойского (главным образом, палеогенового) и позднемезозойского (главным образом, мелового) возраста. По составу слагающих их пород (толеитовые базальты) и масштабу создавшего их вулканического процесса эти покровы можно сопоставить лишь с трапповыми формациями, которые, как правило, располагаются в периферических частях материков и нередко погружаются под воды океанов, смыкаясь с огромными одновозрастными полями базальтов на их дне. Это обстоятельство позволяет рассматривать трапповые формации в приокеанических зонах платформ как образования, родственные и пространственно сопряженные с базальтовыми покровами на дне океанов, и использовать их наряду с проявлениями континентального рифтогенеза как своеобразные индикаторы активного развития прилегающих океанических впадин.

При попытках идентификации древних грабенообразных структур со структурами типа современных материковых рифтовых зон мы сталкиваемся с рядом методических трудностей, связанных с несовершенством тектонической систематики и терминологии, а также неполнотой и односторонностью данных о строении и развитии различных типов грабенообразных структур. В частности, возникает вопрос о соотношениях современных структур, именуемых рифтами, и древних, погребенных узких и протяженных грабенов платформ, которые были выделены Н. С. Шатским под названием авлакогенов. Следует отметить, что эти термины были введены для обозначения тектонических элементов, выделенных по различным признакам. Рифты — это современные, активно развивающиеся тектонические элементы, устанавливаемые, прежде всего, по их прямому выражению в рельефе, отражению в геофизических полях и уже затем по особенностям структуры, которая для континентальных рифтов долгое время трактовалась по-разному, а для океанических рифтов и сейчас еще недостаточно ясна.

Современные рифты, как правило, далеко не полностью заполнены осадками или вулканитами, разрез многих из них известен недостаточ-

но, их развитие далеко от завершения, а его закономерности не вполне ясны. Напротив, авлакогенами, при всех оттенках трактовки этого понятия, называют древние, «мертвые», как правило, погребенные тектонические элементы платформ. Ныне более или менее детально изучены их структурные особенности, мощность и разрез заполняющих их толщ, длительность, общая направленность и стадийность их развития и последующая история соответствующих участков земной коры. Но нам недостаточно ясны геоморфологические и геофизические особенности, характеризовавшие авлакогены в процессе их развития. Таким образом, рифты были выделены как «живые», позднекайнозойские структуры, а авлакогены — как «ископаемые», палеозойские и позднпротерозойские структуры, свойственные относительно ранней (авлакогенной, по А. А. Богданову, 1964) стадии существования древних платформ.

Вместе с тем, авлакогены по многим признакам близки к современным эпиплатформенным рифтам, особенно щелевого типа. И те, и другие представляют линейные грабенообразные структуры, ограниченные нормальными сбросами или лестницами сбросов, обладають большой протяженностью (сотни километров) и глубиной (километры), закладываются чаще всего непосредственно на выступах складчатого фундамента, т. е. в зонах, обладавших до этого устойчивой тенденцией к поднятию, и подчиняются в своем расположении и ориентировке простираниям линейных структур фундамента, используя древние ослабленные зоны. Развитие и тех, и других протекает длительно, нередко многофазно, возобновляясь иногда после длительных периодов кажущегося покоя и в ряде случаев сопровождаясь вспышками вулканизма. Как среди авлакогенов, так и среди рифтовых зон платформ имеются как «слепые», затухающие на обоих окончаниях структуры, так и структуры, выходящие за границы платформ и т. д. Таким образом, термины авлакоген и рифт не являются синонимами, но обозначают понятия, близкие и частично перекрывающие друг друга. Позднпротерозойские и палеозойские авлакогены представляют собой древние, прекратившие свое развитие тектонические элементы, структурно и генетически родственные современным щелевым рифтовым зонам.

Несколько условно рифтовые зоны геологического прошлого и сопряженные с ними магматические образования можно отнести к нескольким возрастным группам — позднекайнозойской (олигоцен — антропоген), позднемезозойско-раннекайнозойской (мел — эоцен), раннемезозойской (триас — юра), позднпалеозойской (карбон — пермь), среднпалеозойской (силур — девон), позднпротерозойской (рифей). План расположения рифтовых зон для каждой из этих эпох в целом различен, хотя некоторые континентальные рифтовые пояса и зоны развивались в течение нескольких эпох.

Как известно, многие исследователи при реконструкции рифтовых зон и материковых массивов геологического прошлого используют палеомагнитные данные и особенности рисунка полосовидного магнитного поля океанического дна. Однако при наших реконструкциях мы воздержались от использования этих данных в связи с тем, что они пока еще не получили вполне однозначной геологической интерпретации. На рис. 50, 58 и 62 древние рифтовые зоны и разновозрастные им магматические образования нанесены на современную географическую основу, хотя мы допускаем, что их первоначальное взаиморасположение могло отличаться от современного. Однако на нынешнем этапе исследований было бы неосторожно «привязывать» имеющиеся фактические данные к схемам взаиморасположения континентов, построенным в соответствии с тем или иным вариантом мобилистских концепций, в связи с недостаточной обоснованностью, а подчас взаимопротиворечивостью подобных построений.

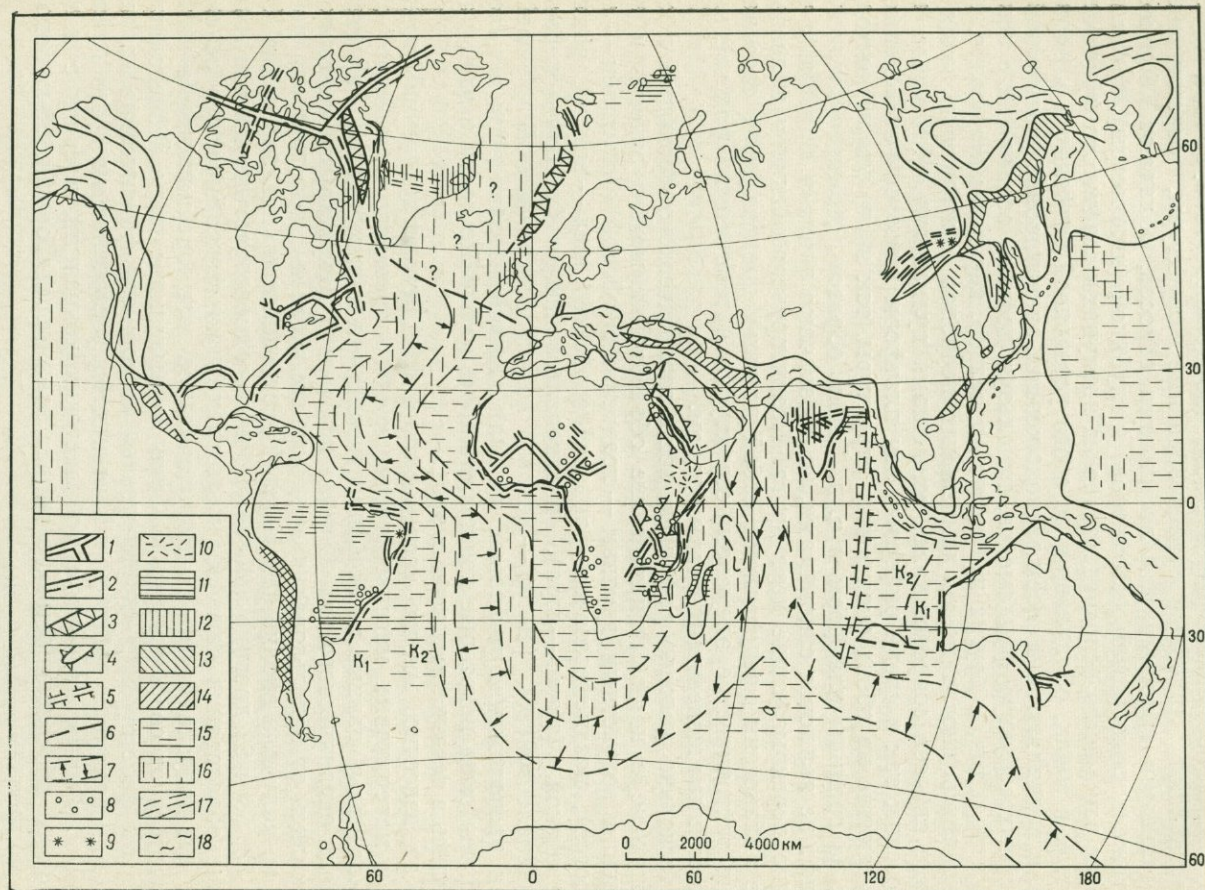


Рис. 50. Рифтовые зоны и проявления магматизма позднего мезозоя и раннего кайнозоя (мел-палеоген). Составил Е. Е. Милановский (1974 г.)

1 — внутриконтинентальные рифтовые зоны; 2 — периконтинентальные рифтовые зоны; 3 — межконтинентальные рифтовые зоны; 4 — сводовые поднятия, связанные с развитием рифтовых зон; 5 — глыбовые поднятия; 6 — крупные разломы; 7 — предполагаемые зоны горизонтального растяжения и подъема мантийного материала в пределах мезокайнозойских внутриокеанических рифтовых поясов; 8 — щелочно-карбонатитовые массивы центрального типа и кимберлиты мел-палеогенового возраста; 9 — массивы кислых щелочных пород (вне мезо-кайнозойских геосинклинальных поясов); 10 — ареалы палеогенового щелочно-базальтового вулканизма на континентах; 11 — ареалы ранне- и позднемелового базальтового (траппового) магматизма на континентах; 12 — то же, палеоценового и эоценового; 13 — ранне- и позднемеловые вулканоплутонические пояса с преобладанием средних и кислых продуктов; 14 — то же, палеогеновые; 15 — предполагаемые ареалы мелового базальтового вулканизма на дне океанов (индексы K_1 и K_2 показывают принадлежность излияний к раннему и позднему мелу); 16 — то же, палеогенового базальтового вулканизма; 17 — мезозойские эпигеосинклинальные орогенные пояса; 18 — альпийские (мезо-кайнозойские) геосинклинальные пояса

Рассмотрим древние рифтовые зоны, двигаясь в глубь геологической истории.

Поздний мезозой — ранний кайнозой (мел — эоцен). Структуры этой генерации, сопоставляемые с современными рифтовыми зонами, широко распространены по периферии Атлантического и Индийского океанов (рис. 50).

В Западной Африке, к северу и северо-востоку от Гвинейского залива мы наблюдаем древовидную систему грабенов северо-восточного и северо-западного простирания, заполненных меловыми и отчасти нижнепалеогеновыми отложениями. Роль главного «ствола» этой Западно-Африканской рифтовой системы (Трофимов, 1974) играет наложенный на докембрийский фундамент глубокий грабен Бенуэ, протянувшийся на 1000 км от Гвинейского залива до оз. Чад. От него ответвляется ряд других, частично погребенных грабенов, которые, в свою очередь, местами расщепляются и коленчато изгибаются — грабены Среднего Нигера, Бонибонгу, Гао, Чад — Тафидет и др. Глубина некоторых

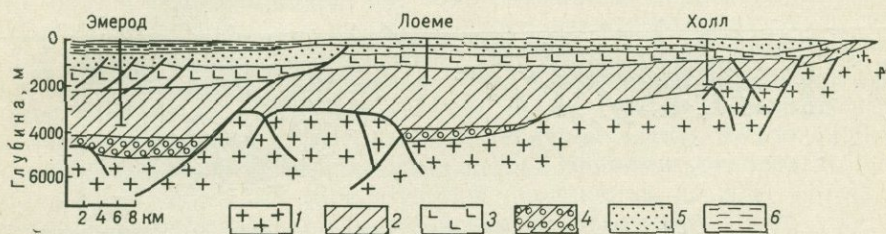


Рис. 51. Геологический разрез Кванза-Камерунского бассейна. По А. Буйо (1971 г.)

1 — фундамент; 2 — континентальные отложения; 3 — соленосные отложения; 4 — грубообломочные породы; 5 — песчаники; 6 — глины

из них достигает 2—4 км. На отдельных участках их развитие сопровождалось проявлениями щелочно-базальтового вулканизма, а на обрамляющих их уступах фундамента формировались небольшие интрузивные массивы. Мощность осадочных и отчасти вулканогенных меловых образований в грабене Бенуэ достигает 5—6 км (Тернер, 1973; Grant, 1971). В его осевой зоне установлен полосовидный гравитационный максимум, который связывают с погребенным выступом фундамента, присутствием основных интрузий или с уменьшением или даже разрывом сплошности континентальной коры. В конце мела мощные меловые отложения подверглись в грабене Бенуэ складкообразованию, постепенно распространившемуся вдоль его простирания к северо-востоку, а в кайнозое несколько восточнее сформировалась параллельная грабену зона сводообразного поднятия, к которой приурочена цепь палеогеновых щелочных гранитоидных массивов Камеруна, а также потухших и действующих вулканов, извергавших базальтовые, трахитовые и феолитовые лавы. Эта «линия Камеруна» уходит на юго-запад в пределы Атлантики.

Вдоль западного побережья Африки в конце юры заложилась и развивалась в течение мела цепочка грабенов или прогибов, прослеженная с перерывами от Мавритании до Анголы (Шуберт и Фор-Мюре, 1973; Логинова и Селицкий, 1973). Мощность верхнемезозойских отложений, среди которых выделяется соленосная толща нижнего мела (апт), подстилаемая континентальными отложениями верхов юры — низов мела и местами базальтовыми лавами и повсеместно перекрытая морскими верхнемеловыми осадками, достигает в них местами 6—8 км и даже 10 км (рис. 51). На некоторых участках этой зоны пока изучено лишь одно крыло впадины, прилегающее к Африканскому материку, но на ряде других (в Сенегале, Габоне, Анголе) установлено, что

эти депрессии относительно узки (несколько десятков — 100 км) и отделены от внутренних котловин Атлантики горстообразными поднятиями, в которых фундамент приближен к поверхности. Местами (например в Габоне) узкий продольный горст разделяет периконтинентальную впадину на два параллельных грабена. Эти позднемезозойские структуры наследуют простирания позднепротерозойских (байкальских) складчатых зон западной периферии Африки.

На юго-западном побережье Африки, в Намибии распространены покровы базальтов мощностью до 400—800 м, погружающиеся к западу под воды Атлантического океана, которые относятся к низам нижнего мела (около 125 млн. лет; Siedner, Miller, 1968). В Анголе и Намибии известны щелочные и щелочно-карбонатитовые массивы центрального типа, а на территории ряда стран Западной и Юго-Западной Африки от Гвинеи до ЮАР присутствуют кимберлитовые трубки мелового возраста.

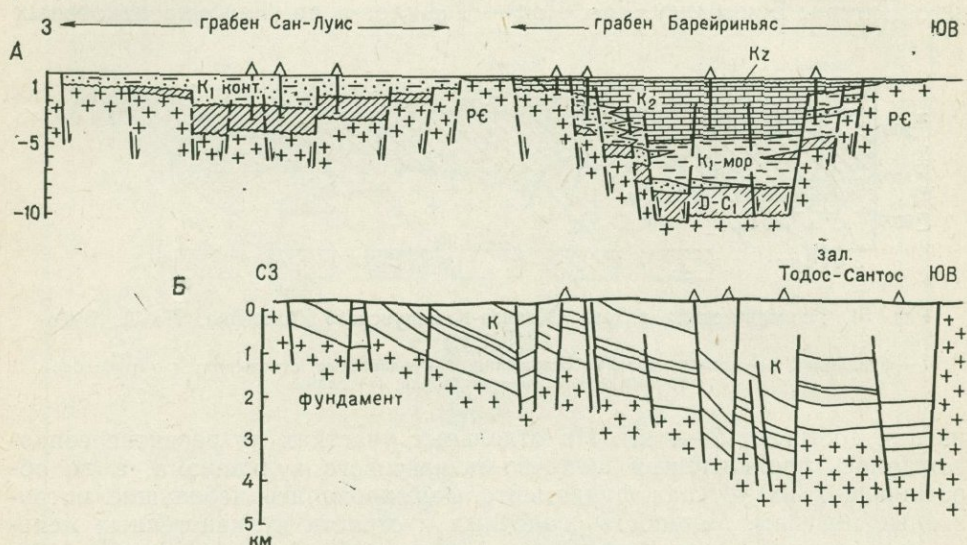


Рис. 52. Геологические разрезы меловых грабенов восточной периферии Южноамериканской платформы

А — грабены Сан-Луис и Барейриньяс; Б — грабены Байя — Сержи́пе-Алагоас

В восточной части Южноамериканской платформы мы встречаем близкую по своему характеру и возрасту ассоциацию позднемезозойских структур и магматических образований, формирование которой Ф. Альмейда (Almeida, 1972) рассматривает как проявление процесса тектономагматической активизации. Вдоль побережий Бразилии между устьями Амазонки и Параны установлен ряд впадин ранне- и позднемелового возраста, которые вытянуты параллельно краю материка или вдаются в него со стороны океана (Хаин, 1971; Almeida, 1972; Beurlen, 1970). Некоторые из них представляют сравнительно узкие линейно вытянутые грабены или односторонние грабены, целиком наложенные на восточную часть Бразильского щита (например, грабен Байя, выполненный 5-километровой толщей нижнего мела, грабены Арарипе, Маражу, Санта-Лючия и др.), другие, еще более глубокие (4—10 км) грабены тянутся вдоль берегов Бразилии и, подобно периферическим впадинам западного побережья Африки, частично скрыты под водами Атлантики, и вопрос об их внешнем восточном ограничении недостаточно ясен (грабены Сан-Луис, Барейриньяс, Сержи́пе-Алагоас, Сан-Паулу, Пелотас — см. рис. 52). Смещение по сбросу, проходящему вдоль юго-восточного побережья Бразилии и ограничивающему с северо-запада меловую впадину Сан-Паулу, по данным Ф. Альмейда, превышает 5 км (Almeida,

1972). Неокомские отложения в грабенах сложены континентальными, а вышележащие — морскими и частично также континентальными осадками. Западнее большинства меловых грабенов почти через всю платформу простирается широкая субмеридиональная зона проявлений поздне-мезозойского траппового магматизма (покровы, силлы, дайки базальтов), охватывающая синеклизы Параны и Мараньяо.

Трапповый магматизм проявляется также и западнее — в Амазонской синеклизе, а его отзвуки ощущаются даже в восточных зонах Боливийских Анд. Для подавляющей части этих излияний и субвулканических инъекций установлен абсолютный возраст около 120—130 млн. лет (Мааск, 1969), свидетельствующий об их принадлежности к низам мела, но начало извержений относится, по-видимому, еще к поздней юре, а окончание, возможно, — к позднемеловой эпохе. Наиболее мощные излияния произошли во впадине Параны, где их продукты покрыли более 1 200 000 км² и имеют объем не менее 650 000 км³ (Almeida, 1972). Наибольшие мощности базальтов — до 1,7—1,8 км — приурочены к узкой осевой субмеридиональной зоне синеклизы Параны, параллельной побережью Атлантики, а на юго-востоке синеклизы, близ 30° ю. ш. покров базальтов мощностью более 1 км уходит под воды океана. Мощность сохранившихся лав в синеклизе Мараньяо не превышает первых сотен метров, но здесь установлены также силлы базальтов общей мощностью до 400 м. В средней и западной частях Амазонской синеклизы бурением и геофизическими исследованиями установлено присутствие многочисленных даек и силлов (мощностью до 200—300 м), прорывающих палеозойские и мезозойские (?) отложения.

Общий объем продуктов мелового траппового магматизма Южноамериканской платформы превышает 1 млн. км³. Следует подчеркнуть, что этот магматический процесс мощно проявился в пределах длительно (со среднего палеозоя) развивавшихся платформенных впадин Параны, Мараньяо и Амазонки и завершил погружение первых двух синеклиз.

Вдоль восточного борта впадины Параны на тысячу километров протягивается субмеридиональная зона развития щелочных, преимущественно нефелин-сиенитовых, а также щелочно-карбонатитовых массивов центрального типа, прорывающих докембрийский фундамент Восточно-Бразильского щита. Особенно значительное их скопление приурочено к своду Понта-Гросса, разделяющему впадины Параны и Сан-Паулу (Almeida, 1972). Для некоторых из этих тел допускается позднедокембрийский (?) возраст (Свешникова, 1973), но большая их часть, в том числе фосфатонесный щелочно-карбонатный массив Якупиранга (Мельшер, 1969), относится к поздней юре — началу мела (134—151 млн. лет). Самые восточные щелочные интрузии, а также остатки щелочных вулканов, приуроченные к прибрежной зоне юго-западнее Рио-де-Жанейро и о-ву Сан-Себастьян, имеют более молодой (50—100 млн. лет), позднемеловой — эоценовый возраст. Щелочные породы этой генерации обладают более кислым составом (до нордмаркитов и щелочных гранитов). В крайней северо-восточной части Бразилии, близ Ресифе, известны верхнемеловые вулканоплутонические комплексы кислых слабощелочных пород, включающие рибекитовые граниты, комендиты, трахиты и др. Проявления позднеюрского — раннемелового щелочного магматизма установлены также вдоль западного борта синеклизы Параны, на сводовом поднятии Гуапору в Парагвае (Almeida, 1972). К востоку же от этой синеклизы помимо щелочных массивов центрального типа обнаружены проявления алмазоносных кимберлитов.

В юго-восточной части Северной Америки известен ряд грабенов мел-палеогенового возраста. Цепочка грабенов, образующих в совокупности «периферическую рифтовую систему» (Walthall, Walper, 1967),

дугообразно окаймляет с севера и северо-запада впадину Голфкост, прилегающую к глубоководной котловине Мексиканского залива.

В Восточной Канаде параллельно берегу Атлантики вдоль р. Св. Лаврентия протягивается одноименный грабен, приуроченный к границе каледонид Северных Аппалачей и гренвильской зоны Канадского щита (рис. 53). На западе от него отщепляются два грабена западно-северо-западного простирания — Сагеней и Оттава. Современная структура грабена Св. Лаврентия имеет палеогеновый (М. Кау, 1942 г.) или, скорее, меловой возраст (В. Voight, 1969 г.), однако заложение контролирующих его разломов относится к значительно более раннему времени. На северо-востоке он раздваивается, отсекая от материка горстовый массив о-ва Ньюфаундленд, и «вливается» во впадину Центральной Атлантики. К зоне поперечного поднятия, пересекающей средний участок

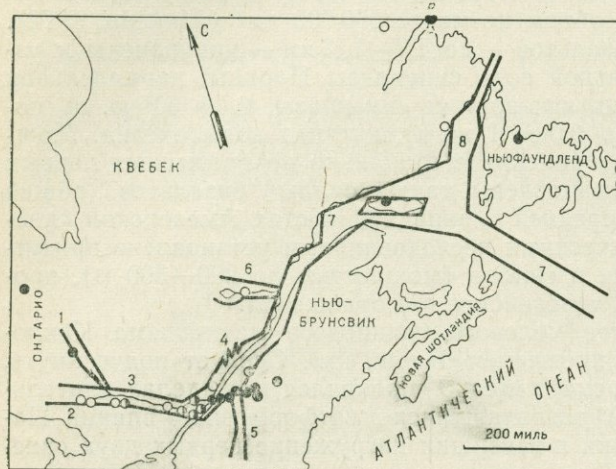


Рис. 53. Рифтовая система Св. Лаврентия (по П. Кумарапели, В. Саулу, 1966 г.) и связанные с ней массивы щелочных пород и карбонатитов фанерозойского возраста (по К. Карри, 1970 г.)

1 — грабен Тимискаминг; 2 — грабен Ниписсинг; 3 — грабен Оттава; 4 — грабен Св. Лаврентия; 5 — грабен Чамплейн; 6 — грабен Сагеней; 7 — трог Св. Лаврентия; 8 — трог Белл Айл. Возраст массивов: черные кружки — 100—200 млн. лет, черные кружки — 350—450 млн. лет, белые кружки — 500—600 млн. лет

3

этой рифтовой системы Св. Лаврентия (Kumarapeli, Saull, 1966), приурочена группа щелочно-карбонатитовых интрузий, сформированных около 80—150 млн. лет назад, т. е. в позднеюрское — меловое время (Kumarapeli, 1970). Однако часть щелочных интрузий в этой рифтовой системе имеет более древний — среднепалеозойский и даже вендско-кембрийский возраст.

Параллельно рифту Св. Лаврентия в прибрежной зоне Атлантики от Флориды до Ньюфаундленда протягивается более чем на 3000 км выявленная сейсмическими исследованиями система глубоких (5—7 км) прогибов или грабенов, по-видимому, в значительной мере заполненных меловыми и палеогеновыми осадками. По своему положению они напоминают зону позднемезозойских опусканий западной периферии Африки.

В центральном и южном секторах Атлантического океана в результате глубоководного бурения было установлено широкое, по-видимому, непрерывное распространение покровов меловых и палеогеновых базальтов, лежащих в основании осадочной толщи, по обе стороны Среднего Атлантического хребта. Зоны развития палеогеновых базальтов прилегают к его подножиям, а зоны, где вулканизм завершился в поздне-меловое и раннемеловое время (если не считать единичных более молодых вулканов), располагаются на все большем удалении от Среднего хребта. Еще ближе к побережьям Северной Америки и Северо-Западной Африки в центральном секторе Атлантики прослеживаются сравнительно узкие «зоны спокойного магнитного поля», в которых вулканические извержения, по-видимому, закончились еще раньше, а разрез

вышележащей осадочной толщи начинается с наиболее древних (?) в пределах Атлантики юрских отложений. В восточной из этих зон, на островах Зеленого мыса видимый разрез начинается с морских отложений верхов юры — неокома (Mitchell-Thome, 1972), а в западной, по данным глубоководного бурения, — с рубежа средней и верхней юры (155 млн. лет).

Напротив, в более южном секторе Атлантики — между Бразилией и Экваториальной Африкой — покровы нижнемеловых базальтов, подстилающие осадочную толщу, почти достигают зон периферических грабенов, обрамляющих материки Южной Америки и Африки, а местами, например в Юго-Западной Бразилии и Намибии, по-видимому, непосредственно (?) соединяются с полями нижнемеловых базальтов этих континентов и, вероятно, представляют с ними единое целое. Таким образом, по обе стороны от современного Срединно-Атлантического хребта в южном сегменте Атлантики с конца юры — раннего мела, а в среднем сегменте, возможно, начиная с юры происходили грандиозные излияния базальтов. Ареалы их на протяжении мела и палеогена либо последовательно смещались от краев континентов в сторону нынешнего Срединного хребта, являющегося зоной растяжения и, возможно, новообразования коры, либо постепенно сужались, все более сосредоточиваясь вблизи последнего. Примечательно, что зоны, прилегающие к западной и восточной периферии Центральной Атлантики, вероятно, представлявшие поля наиболее древних (юрских) излияний, не сопровождаются полосовидными магнитными аномалиями, свойственными более внутренним зонам океанического дна, покрытым более молодыми базальтами. Возможно, это связано с тем, что первоначально излияния носили ареальный характер и происходили в условиях слабого рассредоточенного растяжения коры, сходных с обстановкой траппового вулканизма на древних платформах. Впоследствии, по мере сосредоточения вулканической активности во внутренних частях Атлантики, все большую роль приобретали взаимопараллельные глубокие трещины и разломы, которые служили зонами растяжения, подводщими каналами для подъема магмы и протрузий мантийного материала и определяли характерный полосовидный рисунок магнитных аномалий. Одновременно вдоль краев современных континентов Африки, Южной и Северной Америки, прилегающих к Атлантическому океану и Мексиканскому заливу, закладывались и развивались сравнительно узкие и глубокие асимметричные грабены, одно плечо которых испытывало относительное поднятие, а другое вовлекалось в опускание. Эти зоны грабенов явились швами, определившими конфигурацию средней и южной части Атлантики. От них, главным образом, во «входящих углах», ответвлялись грабены, проникавшие в глубь материков Африки и Америки.

В северном секторе Атлантики — к северу от линии, идущей от Ньюфаундленда к Гибралтару, мы встречаемся примерно с такой же совокупностью тектоно-магматических явлений, что и в среднем и южном секторах Атлантического океана и в обрамляющих их краевых зонах Африки, Южной и Северной Америки, но здесь все эти процессы начинаются (или возобновляются после значительного перерыва?) позднее — во второй половине или конце мела. Единая Атлантическая зона проявлений вулканизма и рифтогенеза расщепляется здесь на две главные ветви — Лабрадор-Баффинова и собственно Северо-Атлантическую.

Обширная глубоководная депрессия Лабрадорского моря — Девисова пролива — Баффинова залива, наложенная на древний Канадско-Гренландский щит и разделившая континентальные глыбы Северной Америки и Гренландии, с большим основанием рассматривается рядом исследователей как межматериковая рифтовая зона, родственная современным Аденской и Красноморской, но дальше продвинувшаяся в своем

развитии и, в частности, испытывавшая более значительное горизонтальное растяжение (в северо-северо-восточном — юго-юго-восточном направлении). В ее средней части установлено наличие коры субокеанического (в Баффиновом заливе) или океанического типа (в Лабрадорском море) и полосовых магнитных аномалий, хотя и невысокой интенсивности (Barret e. a., 1971; Hood, Bower, 1973), а в Лабрадорском море в нескольких сегментах намечается полупогребенное под осадками поднятие типа внутриокеанического хребта (Здоровенин, 1970) и даже осевая рифтовая долина (Le Pichon e. a., 1971). На обоих бортах впадины Баффинова залива известны базальты палеоценового—эоценового возраста (54—56 млн. лет), изливавшиеся сперва в подводных (пиллоу-лавы и брекчии), а затем — в наземных условиях, общей мощностью от 1 до 6 км (Henderson, 1973; Hyndman e. a., 1973; Martin, 1973), погружающиеся под воды Баффинова залива и Девисова пролива. На Баффиновой Земле они лежат на докембрии, а в Западной Гренландии подстилаются континентальными отложениями нижнего мела (до 1,5 км) и морскими — верхнего мела — палеоцена (до 1,5—2 км)*. По данным аэромагнитной съемки (Hood, Bower, 1973), вдоль обоих бортов депрессии Баффинова залива и Лабрадорского моря, подобно краевым зонам Атлантики, протягиваются узкие линейно вытянутые грабены, выполненные мощными толщами мезозойских (?) отложений; их мощность в краевых зонах Лабрадорского моря достигает 9—15 км, а в краевых зонах Баффинова залива — 4,5—6 км. Палеогеновые базальты перекрывают эти краевые рвы, но сами также разбиты сбросами. Предполагается, что базальты отсутствуют (?) в центральной зоне Баффинова залива, образовавшейся в результате горизонтального раздвижения гренландского и канадского континентальных блоков в кайнозое, и что здесь непосредственно на маломощном базальтовом слое залегают кайнозойские отложения мощностью до 6 км (Barret e. a., 1971). В средней части Лабрадорского моря мощность осадков составляет всего 1,5 км.

В свете имеющихся данных развитие впадин Баффинова залива — Лабрадорского моря может быть представлено в следующем виде (Martin, 1973): 1) заложение, углубление и заполнение грабенов (континентальных рифтовых зон) в меловое время, 2) мощные излияния базальтов в палеоцене — эоцене, 3) растяжение (основная фаза) и новообразование океанической коры (эоцен — олигоцен), 4) последующие погружения (неоген — антропоген). Тепловой поток на дне обоих бассейнов близок к нормальному (Hyndman e. a., 1973), что свидетельствует о прекращении активного развития этой рифтовой зоны.

От Баффиновой рифтовой зоны на северо-западе ответвляется древовидная система субширотных и субдолготных разломов, расчленивших северную окраину Северо-Американского континента на ряд горстов и узких грабенов, выраженных в рельефе в виде островов Канадского архипелага и разделяющих их проливов. Эти структуры, несомненно, развивались в неоген-четвертичное время, но заложение их, возможно, относится к концу мела — палеогену. Среди них выделяются субширотный грабен, к которому приурочены проливы Ланкастер — Барроу — Мелвилл — Мак-Клур, а также зона разломов северо-северо-восточного простирания, выраженная проливом Кеннеди между Гренландией и Землей Элсмira. Она представляет, по-видимому, зону крупного левостороннего сдвига или раздвиго-сдвига, вдоль которой, сопряженно с растяжением в Баффиновой рифтовой зоне, происходило перемещение глыбы Гренландии относительно области Канадского архипелага к северо-северо-востоку на 100—150 км, аналогичное левому сдвигу вдоль Левантинской зоны разломов. В целом всю систему рифто-

* Прослой базальтовых туфов в Западной Гренландии появляются уже в морских отложениях датского яруса (Rosenkrantz, Pulvertaft, 1969).

вых зон и разломов, разделяющих Северную Америку и Гренландию, можно назвать Баффиновым рифтовым поясом. В течение мела — палеогена он играл в структуре Северной Атлантики не менее важную роль, чем рифтовый пояс, проходящий ныне между Гренландией и Европой. По своему тектоническому положению и плану деформаций Баффиновый рифтовый пояс очень напоминает Красноморско-Левантинскую ветвь Африкано-Аравийского рифтового пояса, тогда как рифтовая система Св. Лаврентия во многом сходна с южной, Восточно-Африканской ветвью последнего (Kumarapeli, Saull, 1966).

В Северо-Атлантической области (s. str.) в конце мела, и, главным образом, в палеогене имели место исключительно мощные излияния платобазальтов и комагматичные проявления более кислого интрузивного магматизма, объединяемые под названием вулканической Брито-Арктической провинции (Holmes, 1918) или «провинции Туле». К ней принадлежат позднеэоценовые — палеогеновые покровы Восточной Гренландии (рис. 54), которые, погружаясь под воды Датского пролива, образуют крутую флексуру (до 45°) и достигают здесь гигантской мощности в 7—7,5 км (Haller, 1969), а также покровы палеогеновых базальтов Фарерского архипелага, мощность которых превышает 3—4 км (Tarling, Gale, 1968), палеогеновые базальтовые лавы (до 1,8 км) и дифференцированные интрузии Западной Шотландии, Северной Ирландии и прилегающих мелких островов (Беннисон, Райт, 1972). Присутствие палеогеновых базальтов и гранитоидов и кайнозойских континентальных отложений установлено драгированием и бурением на подводной возвышенности Роколл к западу от Шотландии. Широкое распространение базальтовых покровов выявлено драгированием и сейсмоакустическими исследованиями на дне южной части Норвежского моря в 10 рейсе НИС «Акад. Курчатов» в 1971 г. (Удинцев, 1973). Глубоководным бурением с борта «Гломар Челленджер» в 1974 г. палеогеновые базальты были вскрыты в 13 точках дна Фареро-Исландского порога, Исландского плато, плато Вёринг, Норвежской и Лофотенской котловин. Присутствие палеогеновых базальтов можно предполагать под миоценовыми базальтовыми покровами Исландии.

Границы Брито-Арктической провинции, в значительной мере скрытой под водами Атлантики и частично под льдами Гренландии, недостаточно ясны, но в общем она представляет широкую (до 1000 км) зону, простирающуюся от Британских островов (и, возможно, даже от берегов Португалии, где также известны проявления позднемелового — эоценового магматизма), в северо-западном направлении через Роколл — Исландию — Восточную и Западную Гренландию. В этом же направлении простираются рои базальтовых даек в Шотландии и Ирландии. Возможно, что в центральной части Гренландии эта вулканическая зона прерывается, но в коренном ложе ледникового покрова установлена система субширотных гряд и ложбин, видимо, отражающих наличие погребенных глыбовых структур или вулканических хребтов. Северо-западный и юго-восточный участки этой вулканической зоны располагаются на континентальных структурах (докембрийских, каледонских и герцинских), а средний — Исландский участок, в котором излияния были наиболее мощными и продолжительными, — на коре не вполне выясненного, возможно, субокеанического типа.

Достоверных данных о существовании в пределах Северной Атлантики рифтовых структур мел-палеогенового возраста пока нет. Подводный рифтовый хр. Рейкьянес с его продолжением в Исландии и далее к северу — в подводных хребтах Кольбейнсей и Мона — наложен на Брито-Арктический вулканический пояс почти под прямым углом и сформировался, по крайней мере на Исландском участке, не раньше плиоцена. Некоторые исследователи интерпретируют систему полосовидных магнитных аномалий, которые протягиваются, несколько изгибаясь, в об-

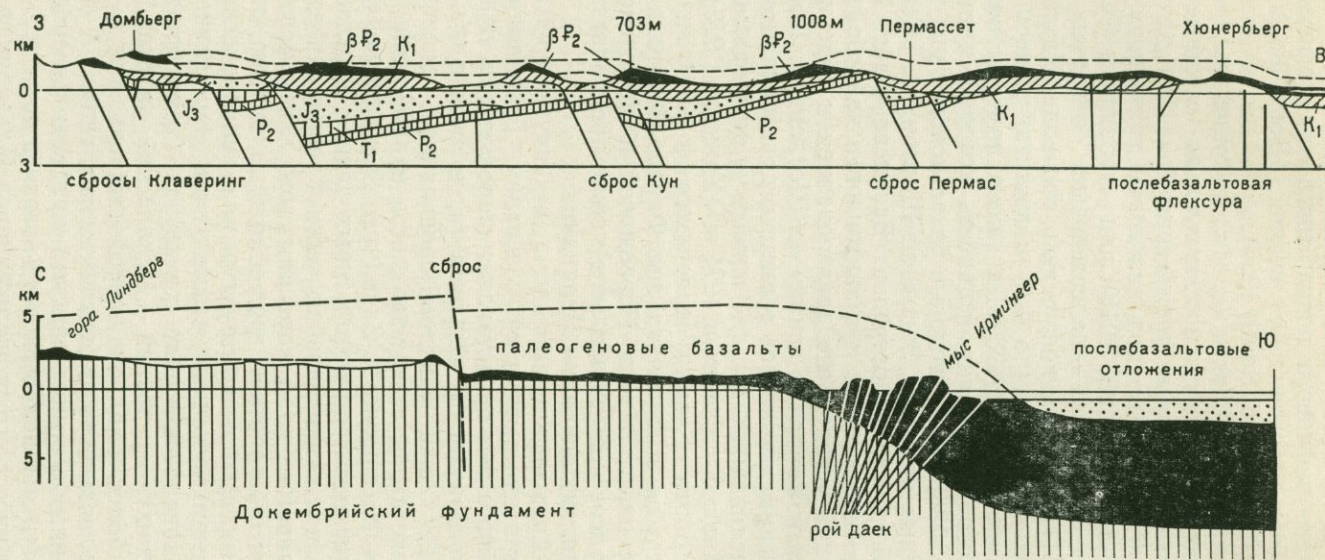
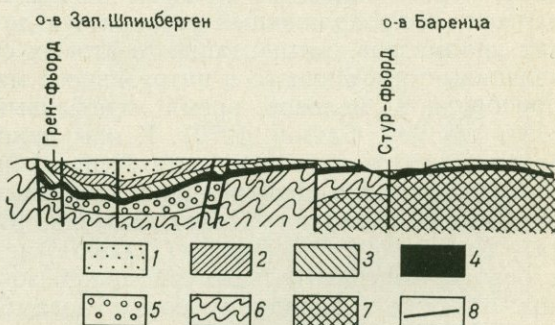


Рис. 54. Геологические разрезы через зону развития посткаледонских ступенчато-глыбовых структур Восточной Гренландии между 74 и 75° с. ш. (верхний разрез, по Фишеру, 1943 г.) и флексуру в палеогеновых базальтах Восточной Гренландии в районе Датского пролива (нижний разрез, по Вагеру, 1947 г.)

щем северо-северо-восточном направлении, через глубоководную котловину Норвежского моря, как свидетельство присутствия погребенной под осадками более древней рифтовой зоны (Heezen, 1972), которая может иметь либо мел-палеогеновый, либо более древний возраст. В пользу существования меридиональной зоны растяжения в самой северной части Атлантики в палеогене говорит возникновение в западной части Шпицбергена глубоких (свыше 3 км) грабенообразных впадин, которые заложились на месте еще более глубокого девонского грабена (рис. 55), по-видимому, в результате возрождения древней зоны растяжения. Палеогеновые отложения в Западно-Шпицбергеновской впадине ограничены и рассечены крупными субмеридиональными разломами (Соколов и др., 1968) и смяты в пологие складки. С. С. Иванов, А. М. Карасик и В. Н. Соколов (1968) рассматривают эту впадину как структуру, генетически связанную с возникновением между Шпицбергом и Север-

Рис. 55. Схематический геологический профиль через центральную часть архипелага Шпицберген. По В. Н. Соколову и др. (1968 г.)

1 — палеоген — миоцен (?); 2 — юра — нижний мел; 3 — триас; 4 — нижний карбон — верхняя пермь; 5 — девон; 6 — средний (?) протерозой — нижний палеозой; 7 — архей — нижний протерозой (?); 8 — основные разрывные нарушения



ной Гренландией межконтинентальной рифтовой зоны. Но наличие системы складчатых и взбросо-надвиговых нарушений, также возникших в палеогене вдоль западного борта Западно-Шпицбергеновской впадины («альпийский складчатый пояс Шпицбергена», по К. Биркенмайеру, 1972), говорит о сложной истории деформаций в этой зоне, где чередовались фазы растяжения и сжатия (подобно тому, как это имело место в грабене Бенуэ), а возможно, и о компенсации сжатием растяжения, происходившего в располагавшейся западнее рифтовой зоне.

Время возникновения Срединно-Арктического хребта (подводного хребта Гаккеля) в Евразийской части Северного Ледовитого океана недостаточно ясно. Этот хребет, как и обрамляющие его глубоководные котловины, характеризуется полосовидными магнитными аномалиями. Их наличие, так же как и морфологический облик хр. Гаккеля, в частности, присутствие осевой рифтовой долины, приуроченность к ней эпицентров землетрясений и несколько повышенный тепловой поток, позволяют Р. М. Деменичкой и А. М. Карасику (1971) рассматривать этот хребет как современную океаническую рифтовую зону. Однако эти же авторы отмечают относительную вялость и длительность развития этой рифтовой зоны и смежных с ней котловин, в силу чего на их дне накопились толщи осадков мощностью до 2—3 км. Формирование этих океанических впадин, возможно, началось или активизировалось в раннемеловое время. В пользу этого говорит раннемеловая трансгрессия, признаки которой наблюдаются на юго-западной и юго-восточной периферии Евразийского глубоководного бассейна — на Земле Франца-Иосифа, некоторых островах Карского моря и моря Лаптевых, на востоке Таймыра, а также присутствие на юго-западном борту этого бассейна — на Земле Франца-Иосифа многоярусных базальтовых покровов, чередующихся с нижнемеловыми осадками (Дибнер, Крылова, 1963), а на востоке Шпицбергена — силлов и даек долеритов также раннемелового или позднеюрского (?) возраста. Эти проявления траппового

магматизма, возможно, сопровождали или предвворяли начало процесса растяжения («раскрытия») Евразийского бассейна океанического типа и заложение внутри него рифтовой зоны.

В пределах западной части Индийского океана и обрамляющих его материковых массивов в течение мела — палеогена широко проявлялись процессы рифтообразования и сопряженные с ними явления. В Юго-Восточной Африке к раннему мелу относится активизация ряда континентальных рифтовых зон, возникших еще на раннемезозойском (карруском) этапе, причем ареал этих явлений несколько сместился к северу. В целом они образуют систему грабенов доломитного, северо-западного и широтного направления, которые отвечают от широкой периокеанической грабенообразной впадины Мозамбикского пролива, и, расщепляясь и кулисно подставляя друг друга, глубоко проникают в тело Африканской платформы (рис. 56). Мощность мела и палеогена в Мозамбикской впадине, возникшей в позднем палеозое и продолжавшей развиваться до кайнозоя, достигает нескольких километров. Активизация рифтовых структур сопровождалась проявлениями эффузивного и интрузивного магматизма, продукты которого приобрели в меловое время отчетливый щелочной характер (Vail, 1967; Woolley, Garson, 1970). К ним принадлежат излияния щелочных базальтов и фонолитов (серия Лупата) в грабене Нижней Замбези и субвулканические щелочно-карбонатитовые массивы центрального типа Мозамбика, Малави (Чилва), Замбии, Южной Танзании (Мбея, Панда), Кенийского побережья (Джомбе) и Уганды (?), приуроченные к бортам континентальных рифтовых зон и поперечным поднятиям в них, а также к западному борту Мозамбикской грабенообразной впадины. Еще более широко магматизм проявился в меловое время на восточном борту Мозамбикской грабенообразной впадины в западной части Мадагаскара, где возникли покровы базальтовых и риолитовых (?) лав, прослаивающих серию верхнемеловых отложений (в свою очередь, подстилаемых отложениями «системы» Карру мощностью 3—10 км), а также многочисленными кольцевыми интрузиями разнообразных щелочных пород, принадлежащих к так называемой петрографической провинции Ампасиндава (Хоутон, 1966). Верхнемеловые лавы и осадки распространены также на восточном борту Мадагаскарского глыбового поднятия, где они погружаются под воды Индийского океана.

К мелу относятся также многочисленные кимберлитовые трубки, распространенные в Южной и Восточной Африке, вплоть до Северной Танзании на севере. Однако грабенообразные структуры мелового и палеогенового возраста в северной части Восточной Африки неизвестны. Установлено, что на территории будущих Кенийской и средней части Танганьикской рифтовых зон в эти эпохи формировались обширные сводовые поднятия (Милановский, 1974). Сводовое поднятие стало развиваться с позднего мела (?) или палеогена на месте мезозойской синеклизы в пределах Эфиопии и Йемена (Baker e. a., 1972). Его развитие сопровождалось грандиозными излияниями щелочных оливиновых базальтов, сперва (в эоцене — олигоцене) ареальными (серия Трап в Эфиопии мощностью до 2 км и серия Сана в Йемене), а затем (в олигоцене — среднем миоцене) — связанными с деятельностью крупных щитовых вулканов (серия Шильд, до 4 км). В Йемене палеогеновые базальты инъецируются силами и лакколитами долеритов и прорываются небольшими штоками диоритов и гранитов и дайками гранит-порфиров олигоцен-миоценового возраста. Общий объем палеогеновых и миоценовых базальтов Эфиопии и Йемена достигает 300 000 км³.

Заложению рифта Красного моря, так же как и Кенийского и Эфиопского рифтов, предшествовал длительный период роста Аравийско-Нубийского сводового поднятия, которое в течение мезозоя представляло огромный овальный щит, сложенный верхнепротерозойскими и бо-

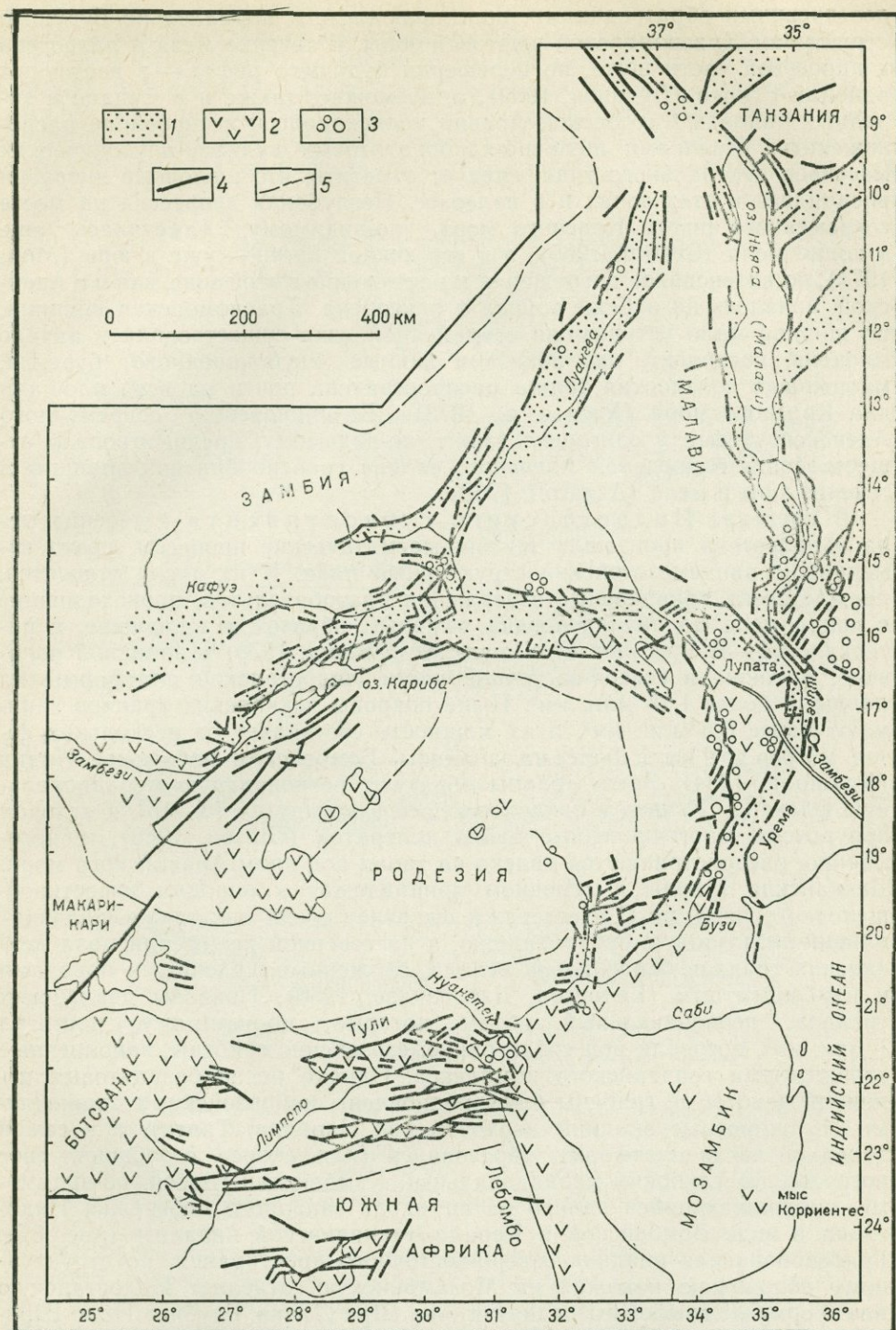


Рис. 56. Карта южного продолжения Восточно-Африканской рифтовой системы и связанных с ней магматических образований. По Дж. Вейлу, 1967 г.

1 — мезозойские грабены; 2 — мезозойские вулканические породы; 3 — магматические центры; 4 — разломы эпохи Карру и более молодые; 5 — границы архейских массивов

лее древними образованиями, простирающимися параллельно будущим структурам Красноморской рифтовой зоны. В течение мела и палеогена в приосевой части щита, по периферии будущего рифта — в восточных районах Египта (Буданов, 1969), а, возможно, также и в Судане и западных районах Саудовской Аравии происходило формирование расположенных цепочками щелочно-карбонатитовых вулканоплутонических массивов центрального типа; следует отметить, что щелочные интрузии внедрялись в этих зонах и в палеозое. Неглубокая депрессия на месте современного рифта Красного моря, по-видимому, наметилась еще в конце мела (Sestini, 1965), а в его южной части — уже в юре (Мор, 1973), но интенсивное погружение и растяжение в этой зоне, как и в Аденской, началось на рубеже эоцена и олигоцена. Красноморская впадина, по ширине мало уступавшая современной, уже существовала в начале миоцена, поскольку, как показали данные глубоководного бурения, миоценовая соленосная толща распространена почти на всей площади дна Красного моря (Ross *et al.*, 1973). Возникновению современного Аденского рифта в олигоцене также, по-видимому, предшествовало существование в пределах Аденского залива грабенообразной впадины в течение юры и мела (Azzaroli, 1968).

В пределах Индостанского субконтинента в течение мела и палеогена произошли тектоно-магматические процессы, резко изменившие раннемезозойский структурный план. К их числу относятся, прежде всего, грандиозные извержения платобазальтов, происходившие с конца мела до начала эоцена, главным образом в палеоцене, в интервале 64—59 млн. лет (Wellman, Mc Elhinny, 1970) в западной половине, а также в северо-восточной части Индостанской платформы на площади более 1,25 млн. км². Ныне покровы декканских траппов занимают более 0,5 млн. км², а их мощность составляет от нескольких сотен метров до 2 км и более на западном, Бомбейском побережье Индии (Кришнан, 1954). Здесь траппы образуют региональную меридиональную флексуру Пенвел с наклоном слоев к западу до 10—15°, к которой приурочены многочисленные дайки долеритов (Gibson, 1966), и, несомненно, распространяются далеко на запад под дном Аравийского моря. Декканские траппы в основном принадлежат к породам известково-щелочного ряда, но С. Четтерджи выделяет среди них также щелочно-оливин-базальтовую субпровинцию, а на северной периферии поля декканских траппов обнаружены купола, сложенные щелочными породами и карбонатами (Белоусов, Дзюценидзе, 1966). Покровы декканских траппов, первоначальный объем которых, по-видимому, достигал 1 млн. км³, погребли под собой раннемезозойские грабены, заполненные отложениями гондванского комплекса. Однако после базальтовых излияний некоторые грабены были подновлены кайнозойскими движениями (субширотные впадины верховий рек Нарбада, Тапти), а в самой западной части платформы образовался (или, скорее, возобновил свое погружение) глубокий меридиональный Камбейский грабен, по-видимому, продолжающийся далеко на юг вдоль западного побережья Индостана в виде Бомбейской и Керало-Лаккадивской впадины (рис. 57). Грабенообразная впадина северо-восточного простиранья, по структурному положению похожая на Мозамбикскую, отделяет Индостанскую платформу от глыбового поднятия о-ва Шри Ланка. Глубина Индо-Шриланской впадины достигает 6—7 км («Геология и нефтегазоносность Индии», 1968). Эта впадина, состоящая из нескольких грабенов и горстов, заложилась в поздней юре, но основное погружение испытала в мелу (до 3 км) и палеогене (до 3,5 км). Далее к северо-востоку вдоль побережья Бенгальского залива прослеживается северо-западный борт впадины Кришна-Годовари (Sastri *et al.*, 1973), с резким азимутальным несогласием наложенной на нижнегондванские (карбон — триас) грабенообразные структуры юго-восточного простиранья, уходящие в сторону

океана. Она выполнена отложениями средней и верхней юры, нижнего мела, меловыми траппами и очень мощными кайнозойскими осадками (свыше 3 км), которые по сбросу огромной амплитуды (до 4 км) погружаются под воды Бенгальского залива. Еще далее к северо-востоку в дельте Ганга расположена очень глубокая асимметричная Бенгальская впадина, заложенная в позднемезозойское время на докембрийском фундаменте. В низах ее разреза лежит трапповая толща Раджмагал (до

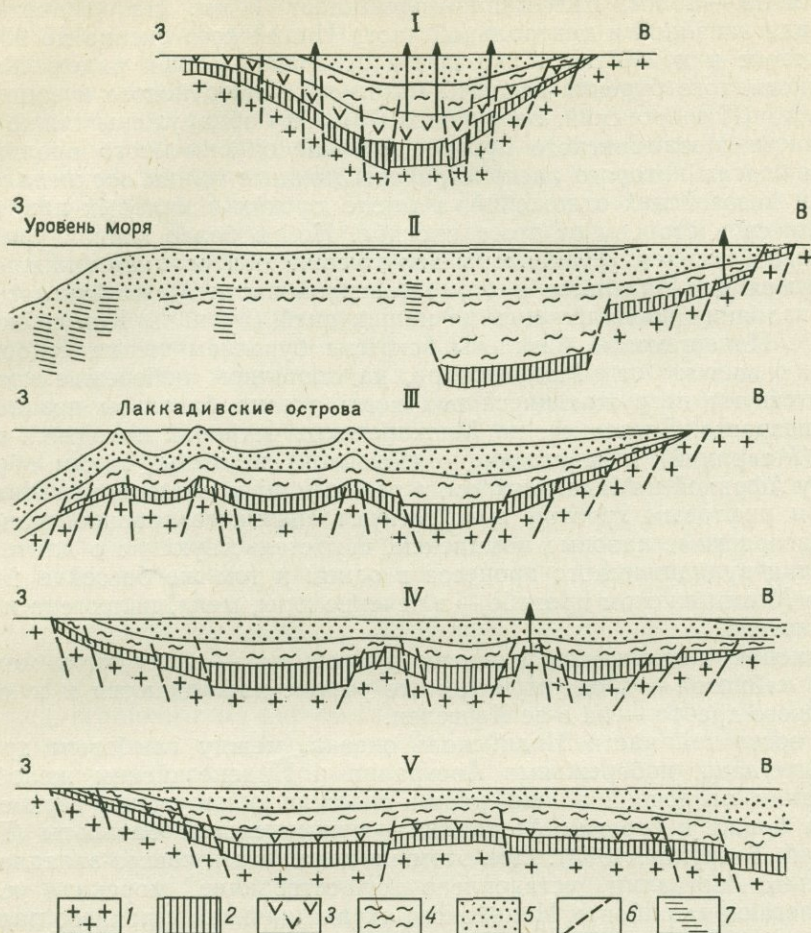


Рис. 57. Схематические геологические профили периконтинентально-платформенных бассейнов Индостана. Составил А. М. Серегин (1970 г.)

Бассейны: I — Камбейский (суша), II — Камбейский (акватория), III — Керало-Лаккадивский, IV — Индо-Шриланкийский, V — Годовари-Кришна. 1 — фундамент; 2 — отложения верхней Гондваны и морского мела; 3 — траппы; 4 — палеогеновые отложения; 5 — неогеновые отложения; 6 — разломы; 7 — предполагаемые разломы в море

600 м), ранее считавшаяся юрской (Кришнан, 1954), но по абсолютному возрасту (около 100—105 млн. лет) относимая ныне к середине мела (Mc Dougal, Mc Ehlinny, 1970). Она перекрыта верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями мощностью до 10 км. По крупному широтно-му разлому Дауки сбросо-сдвигового типа (?) Бенгальская впадина граничит на севере с докембрийской глыбой плато Шиллонг, а на юге открывается в Бенгальский залив Индийского океана.

На западном побережье Австралии в рассматриваемый период продолжалось погружение меридиональной зоны периферических грабенообразных впадин Карнарвон и Перт, существовавших начиная с раннего палеозоя (Тейхерт, 1965). Последняя из них отделена от

океана выступами фундамента. В ее разрезе присутствуют нижнемеловые базальты. Отдельные глубокие впадины (например впадина Броус глубиной свыше 4 км) формируются в мелу и палеогене на северо-западном краю Австралийской платформы. В Южной Австралии в раннемеловую эпоху закладываются впадины Отуэй, Гипслэнд и впадина Бассова пролива, отделившая от материка глыбу о-ва Тасмания. Мощность нижнего мела в этой глубокой впадине достигает 2—2,5 км, верхнего мела — 2 км, палеогена — превышает 1 км. На значительной площади западной и центральной части Индийского океана до 90° в. д. на востоке и до 40° ю. ш. на юге в основании толщи рядом скважин глубоководного бурения вскрыты базальты палеоценового и эоценового возраста (Пущаровский, Безруков, 1973). Они обнаружены также в осевой части Мозамбикского прогиба, на дне одноименного пролива, по обоим бортам которого распространены мощные толщи верхнепалеозойских и мезозойских отложений, а также юрских и меловых лав, погружающиеся в сторону от этого прогиба. Но в более южной части последнего бурением установлены залегающие под осадками нижне- или верхнемеловые базальты; в более северной части Мозамбикского прогиба излияния продолжались до наших дней (вулканы Коморских островов). Палеогеновые базальты вскрыты бурением также непосредственно к востоку от Мадагаскара, на восточном побережье которого присутствуют погружающиеся под воды океана базальты позднемелового возраста. Восточнее, на Маскаренских островах находятся потухшие (Маврикий) и действующие (Реюньон) вулканы. Таким образом, между Африкой и Мадагаскаром, а также между последним и Индоокеанским рифтовым хребтом присутствуют «пятнисто» распространенные разновозрастные лавовые комплексы, свидетельствующие о длительном развитии вулканического процесса в одном и том же бассейне (например, в Мозамбикском прогибе — в течение юры, мела, палеогена и даже антропогена).

Явления длительного развития вулканизма — с позднего мела до конца кайнозоя — в одном и том же районе наблюдаются и к югу от рифтового хребта — на о-ве Кергелен.

В восточной части Индийского океана, между глыбовым хребтом 90 меридиана, побережьями Австралии и Индонезийским желобом в основании осадочной толщи рядом скважин обнаружены верхнемеловые, а ближе к берегам Австралии — нижнемеловые базальты (Пущаровский, Безруков, 1973). При этом на западном и северо-западном побережьях Австралии установлено существование морских условий в прилегающих районах Индийского океана начиная с раннего палеозоя (Тейхерт, 1965). Возможность присутствия в восточной части Индийского океана древней, домезозойской океанической коры предполагают и некоторые видные сторонники «тектоники плит» (Dietz e. a., 1971). Следовательно, массовые излияния меловых базальтов (отголоски которых отмечаются на западном берегу Австралии) происходили в восточной части Индийского океана намного позднее того времени, начиная с которого в ее пределах устойчиво существовали морские бассейны. Эти излияния, по-видимому, сопровождались некоторым растязжением и дифференцированными глыбовыми погружениями дна восточной части океана, о чем может свидетельствовать присутствие в зоне глыбового хребта 90 меридиана, где современные глубины превышают 2 км, под глубоководными неогеновыми и палеогеновыми осадками палеоценовых лигнитов (Пущаровский, Безруков, 1973). Весьма значительные кайнозойские опускания (от 1,2—2 до 5—6 км), следовавшие за излиянием базальтов, установлены и на ряде других участков Индийского океана к западу от Австралии.

Таким образом, почти по всей западной, северной и восточной периферии Индийского океана — в Восточной Африке, на обоих берегах Ма-

дагаскара, в Индии и на западе Австралии, а также в прилегающих к ним участках Индийского океана фиксируются массовые излияния базальтов в ранне- или позднемеловое время. В палеогене извержения в восточной части океана прекращаются, но продолжают на огромных пространствах его западной и средней части и в прилегающих областях Северо-Восточной Африки (Эфиопия, Сомали, Йемен) и Западной Индии. Весьма вероятно, что в меловое и, тем более, в палеогеновое время в западной и южной частях современного Индийского океана, как и Атлантического, уже возникли и развивались океанические рифтовые зоны — прообразы нынешних внутриокеанических рифтовых хребтов, хотя достоверными данными об этом, если не считать полосовидного рисунка магнитного поля океанов, мы пока не располагаем. Однако наличие континентальных и межконтинентальных рифтовых зон и целых разветвленных рифтовых систем мелового—палеогенового возраста в пределах Северной Америки, Африки и других материков, открывающихся в сторону Атлантического и Индийского океанов и аналогичных по своей позиции позднекайнозойскому Африкано-Аравийскому рифтовому поясу, связанному с Индо-Аравийским рифтовым хребтом Индийского океана, существенно подкрепляет подобное представление.

Ранний мезозой (триас — юра). Хотя наши знания о проявлениях рифтообразования и сопряженных с ним тектоно-магматических процессах, происходивших в триасе и юре, более ограничены и фрагментарны, чем в отношении мела и палеогена, они все же позволяют установить широкое распространение этих явлений как в тех областях, где они продолжали развиваться в мелу и кайнозое, так и в областях, где они впоследствии не возобновлялись (рис. 58).

В Атлантической области следы раннемезозойского рифтогенеза и сопутствующих магматических явлений фиксируются лишь на отдельных ее участках. Прежде всего, они известны на западном борту среднего сегмента Атлантики, в Аппалачах, где на эпигеосинклинальное палеозойское складчатое сооружение в поздне триасовое время была наложена система узких глубоких продольных линейных и односторонних грабенов, ограниченных нормальными сбросами (Ирдли, 1963). Грабены заполнены верхнетриасовыми континентальными обломочными красноцветными и частично угленосными отложениями молассового типа мощностью до 6 км (группа Ньюарк). Они прослаиваются покровами базальтов и прорываются мощными силлами и дайками диабазов. Накопление этих образований протекало в конседиментационных впадинах в условиях растяжения, сопровождавшегося проявлениями траппового вулканизма. Рифтовая природа триасовых грабенов Аппалач и их сходство с современными рифтами Восточной Африки были отмечены в работах Дж. Бэйна. Возможно, что восточная часть этой рифтовой системы скрыта под чехлом осадков Прибрежной равнины США. Возникновение Аппалачской рифтовой системы, по-видимому, можно связать с началом формирования западного участка впадины Центральной Атлантики, прилегающего к побережью Северной Америки, — так называемой зоны спокойного магнитного поля, где, судя по результатам глубоководного бурения, морской режим существовал, по крайней мере, с поздней или средней юры.

Аналогичная зона спокойного магнитного поля располагается симметрично по отношению к срединному Атлантическому хребту в восточной части центрального сегмента Атлантики близ побережья Западной Африки. В этой зоне, судя по присутствию морских отложений верхнего мела, на островах Зеленого мыса морские условия существовали, по крайней мере, уже в поздней юре. В западной части Африки от берегов Гвинеи к северо-востоку примерно на 1,5 тыс. км протягивается широкий пояс проявлений траппового магматизма — мощных долеритовых силлов и даек; они секут породы докембрия и палеозоя (вплоть до кар-

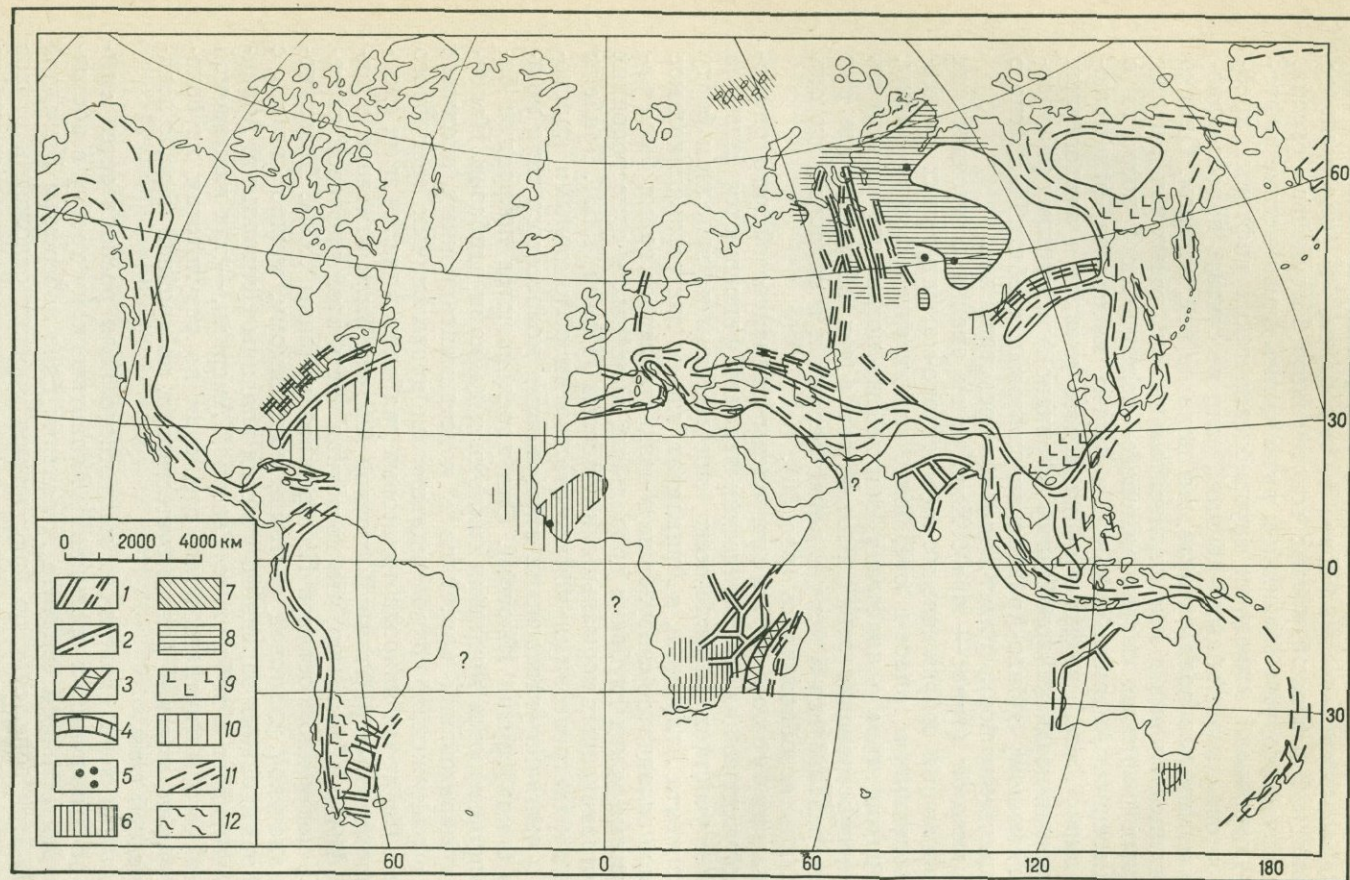


Рис. 58. Рифтовые зоны и проявления магматизма раннего мезозоя (триас—юра). Составил Е. Е. Милановский (1974 г.)

1 — внутриконтинентальные рифтовые зоны; 2 — периконтинентальные рифтовые зоны; 3 — межконтинентальные рифтовые зоны; 4 — сводовые поднятия, связанные с развитием рифтовых зон; 5 — щелочные и щелочно-карбонатные массивы центрального типа; 6 — ареалы раннеюрского (в Тасмании — среднеюрского) траппового магматизма, на континентах; 7 — то же, поздне триасового; 8 — то же, раннетриасового; 9 — триасовые и юрские вулканоплутонические пояса с преобладанием продуктов среднего и кислого состава; 10 — возможные ареалы раннемезозойского базальтового вулканизма на дне океанов; 11 — раннемезозойские (триасовые и юрские) геосинклинальные пояса; 12 — раннемезозойские складчатые зоны

бона), но не затрагивают нижнемеловых континентальных отложений. Возраст долеритов считается доюрским или позднеэриасовым — раннеюрским (Михайлов, 1969). В наиболее мощных интрузивных телах, например в массиве Калум в районе Конакри, вытянутом в северо-восточном направлении на 50 км при ширине до 5—8 км, присутствуют как основные (габбро, нориты), так и ультраосновные породы. Сохранившиеся магматические тела, по-видимому, представляют лишь остатки мощного траппового комплекса, в значительной своей части уничтоженного последующей денудацией. В зоне Гвинейского побережья известна также щелочная кольцевая интрузия нефелиновых сиенитов о-ва Лос, для которой радиометрическим методом установлен раннеюрский (178 млн. лет) возраст (Хаин, 1971). В виде ксенолитов аналогичные нефелиновые сиениты отмечены северо-западнее, на островах Зеленого мыса. Юго-восточнее, в районе Фритауна известны мощные тела базитов, приуроченные к разломам северо-западного простирания, параллельного берегу океана. Это позволяет предположить, что под прибрежной зоной Атлантики скрыта крупная зона активных в раннемезозойское время магмовыводящих разломов, а возможно, и грабенообразных прогибов, служащих связующим звеном между периконтинентальными грабенообразными прогибами Мавритании и Гвинейского залива.

Далее к югу по обоим бортам северной части Южной Атлантики возникновение краевых (продольных) и поперечных рифтовых структур, так же как и активизация магматизма, относится к концу юры — началу мела. Однако уже задолго до этого времени, в течение позднего палеозоя и раннего мезозоя по обе стороны от современной Южной Атлантики, отделяясь от нее и друг от друга сравнительно узкими зонами поднятий фундамента, формировались две субмеридиональные системы обширных платформенных впадин, выполненных гондванскими континентальными отложениями, — впадины Мараньяо — Сан-Франциску — Параны в Южной Америке и Конго — Окованго — Калахари — Карру в Африке. Во впадинах Конго, Окованго, Калахари, где гондванский этап погружения не завершился мощными базальтовыми извержениями, опускания продолжались вплоть до кайнозоя. Вряд ли такая унаследованность тектонических тенденций могла бы иметь место, если бы «литосферная плита» Африки испытывала со середины мезозоя значительное горизонтальное перемещение по своему субстрату.

Вопрос о том, что было на месте Южной Атлантики в палеозое — раннем мезозое, остается пока открытым. Несомненно, что расстояние между глыбами Африки и Южной Америки в течение позднего мезозоя и кайнозоя, в связи с развитием структур растяжения в периконтинентальных рифтовых зонах Бразильского и Западно-Африканского побережий и в Срединно-Атлантическом рифтовом поясе, возросло, однако сомнительно, что эти континентальные глыбы в середине мезозоя смыкались друг с другом, как это представляется сторонниками крайних мобилистских концепций. Подобие контуров этих глыб само по себе не обязательно свидетельствует об их былом примыкании, а говорит лишь о едином глубинном механизме, приведшем к формированию структуры Южной Атлантики. Наличие узких, параллельных атлантическим побережьям Африки и Южной Америки каемок позднепротерозойских (байкальских) складчатых структур, обрамляющих древние платформенные глыбы этих континентов, позволяет предполагать, что эти структуры представляют собой фрагменты обширного субмеридионального Южно-Атлантического байкальского складчатого пояса, в значительной своей части скрытого под дном океана. Ширина его, судя по аналогии с другими складчатыми поясами неогена, должна была измеряться минимум многими сотнями километров.

На более южном участке Южной Атлантики по обоим ее краям наблюдаются признаки значительной тектоно-магматической активизации

в триасе и юре. На крайнем юге Южноамериканской платформы, в пределах Пампа-Патагонской плиты в течение позднего палеозоя и мезозоя развивался ряд субширотных впадин (авлакогенов). Эти впадины, по данным сейсмических исследований (Ludwig *et al.*, 1968), в погребенном виде прослеживаются к востоку через всю широкую зону Аргентинского шельфа, достигая здесь глубины 6—9 км, и открываются в глубоководную Аргентинскую котловину Южной Атлантики. Скорее всего, они являются структурами растяжения, генетически связанными с расширением последней в субмеридиональном направлении и ее углублением. О некотором растяжении, по-видимому, говорят неоднократные извержения лав и пирокластолитов базальтового, андезитового и риолитового состава, происходившие в течение триаса и юры в разных районах Пампа-Патагонской плиты. Однако фазы растяжения, очевидно, чередовались с несколькими фазами субмеридионально ориентированного сжатия, во время которых в отдельных авлакогенах возникали внутриплатформенные складчатые зоны (среднетриасовая складчатость гондванид или Сьерр Буэнос-Айреса, позднелюрская и позднемеловая складчатость патагонид).

Чередование фаз растяжения и субмеридионального сжатия отмечается и по другую сторону Южной Атлантики — в Южной Африке. В течение среднего (на крайнем юге Африки), позднего палеозоя и раннего триаса здесь происходило устойчивое погружение (до 6—7 км), приведшее к образованию глубокой впадины Карру. В середине триаса ее самая южная, наиболее глубокая и раньше других вовлеченная в опускание часть подверглась складчатости и превратилась в субширотную складчатую зону капид, представляющую либо внутриплатформенное складчатое сооружение, аналогичное гондванидам Южной Америки (или даже служащее, по мнению некоторых исследователей, их непосредственным продолжением), либо северную периферию эпигеосинклинального складчатого пояса, скрытого под водами океана. Затем в конце триаса — начале юры в условиях некоторого растяжения в более северной части впадины Карру произошли мощные излияния базальтов (до 1,5 км), почти не затронувшие, однако, зону капид. Однако самые поздние пликативные и дизъюнктивные дислокации, как и во впадине Карру, так и в системе капид, имели место уже после этих извержений, в течение юры и мела.

Индоеокеанская область. Если в западной половине Экваториальной и Южной Африки верхнепалеозойские и нижнемезозойские континентальные отложения комплекса Карру выполняют обширные синеклизы, сливающиеся в единую меридиональную зону опускания, то в восточной половине этого материка они приурочены к системе линейно вытянутых грабенов и односторонних грабенов — Лимпопо, Нижней, Средней и Верхней Замбези, Луангвы, Шире — Ньясы — Руквы и др. (Vail, 1967), пересекающих Восточно-Африканский щит в меридиональном, широтном, северо-западном и северо-восточном направлениях. Это говорит о том, что горизонтальное растяжение происходило в разных направлениях («расползание»). Зона развития этих грабенов в целом протягивается с юга на север примерно на 2000 км от 28° до 5° ю. ш. при ширине во многие сотни километров. В грабенах южной части этой рифтовой системы, так же как и во впадине Карру, формирование комплекса Карру завершается излиянием базальтов и внедрением даек и силлов долеритов раннелюрского возраста. Эти грабены, некоторые из которых вновь «оживали» в мелу и позднем кайнозое, в основном, закладывались вдоль ослабленных зон докембрийского метаморфического фундамента и часто следуют простиранью его разрывных или складчатых структур. Возможно, что первоначально базальтовые лавы покрывали всю поверхность Южно-Африканского кратона от Замбези на севере до синеклизы Карру на юге (Сох, 1970) площадью до 2 млн. км².

К востоку от этой системы грабен в мезозое продолжал развиваться заложенный в позднем палеозое значительно более широкий и глубокий (5—10 км) грабенообразный Мозамбикский прогиб, разделивший материковые массивы Африки и Мадагаскара. В разрезе комплекса Карру в этом прогибе начиная со середины перми присутствуют горизонты морских отложений. Как показывает строение восточного крыла Мозамбикской впадины в пределах Западного Мадагаскара, сперва она состояла из большого числа сравнительно узких субмеридиональных грабен и горстов, ограниченных нормальными наклонными сбросами, а затем, в начале мезозоя, они слились в единую широкую депрессию (рис. 59). Вдоль западного борта Мозамбикской грабенообразной впадины прослеживается региональная флексура Лебомбо, напоминающая краевые флексуры в трапповых покровах Восточной Гренландии и Западной Индии (Gibson, 1966). В зоне этой флексуры нижнеюрские вулканогенные образования серии Стормберг, падающие к

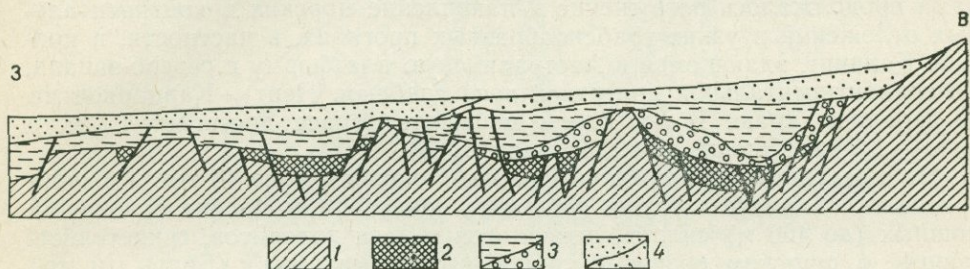


Рис. 59. Погребенные позднепалеозойские—триасовые грабены и горсты в западной части Мадагаскара. По П. Кликке (1957 г.) из С. Г. Хоутона (1966 г.)

1 — докембрийский фундамент; 2 — серия сакоа (верхний карбон — пермь); 3 — серия акамена (нижний — средний триас); 4 — серия Изало (верхний триас — средняя юра) — на востоке в континентальных, на западе — в морских фациях

востоку под углами 10—20°, достигают гигантской мощности — до 7—9 км; помимо толентов базальтов, в нижней части разреза присутствуют нефелиниты, лимбургиты, оливиновые базальты, а в верхней — мощные риолитовые лавы, туфы и игнимбриты (Сох, 1970). К проявлениям раннеюрского магматизма относятся также силлы и дайки долеритов, штоки гранофиров и др.

К северу Мозамбикская впадина сильно расширяется, переходя в глубоководную Сомалийскую котловину Индийского океана. В ее западной части сейсмическими исследованиями установлено наличие мощного комплекса отложений Карру (?). Вдоль западного борта Мозамбикско-Сомалийской депрессии в полосе Танзанийского побережья выше комплекса Карру, содержащего в верхней части пласты соли, бурением вскрыта мощная (2250 м) нижнеюрская соленосная толща, в свою очередь, перекрытая морскими среднеюрскими отложениями. Эти образования выполняют сравнительно узкий меридиональный грабен, отделенный от внутренней части Мозамбикского прогиба горстообразным поднятием, вполне гомологичный раннемеловым периферическим грабенам западного побережья Африки, но заложившийся раньше их.

В области северного обрамления впадины Индийского океана на Индостанской платформе в раннемезозойское время развивалась система узких и глубоких грабенообразных прогибов, заложенных в позднем палеозое на докембрийском фундаменте (Кришнан, 1954). По размерам, структуре и возрасту они вполне сходны с раннемезозойскими грабенами Юго-Восточной Африки. Грабены (авлакогены) Индостана имеют субширотное и северо-западное — юго-восточное простирание. Начинаясь на западе платформы, грабен Нарбада расщепляется на востоке на три ветви — грабены Годовари, Моханади и Дамодара, кото-

рые достигают восточной периферии Индостана. Длина грабенов измеряется сотнями, ширина — десятками километров, а глубина достигает нескольких километров. Грабены ограничены и рассечены нормальными сбросами, подвижки по которым происходили как в ранне-, так и позднегондванское время, т. е. до среднего триаса и после юры. В западной части этой рифтовой системы грабены заполнены континентальными, частично угленосными отложениями, относящимися к нижней ($S-T_1$) и верхней (T_2-I) частям гондванского комплекса, а в восточной — нижнегондванскими. В поздней юре вдоль юго-восточного побережья Индийского океана начинают формироваться впадины периконтинентального типа — Кришна-Годовари и Бенгальская, северо-западные борты которых накладываются под прямым углом на раннегондванские грабены.

На восточной периферии Индийского океана, в Северо-Западной и Западной Австралии в течение триаса и юры с перерывами продолжалось погружение и накопление морских и континентальных отложений в узких грабенообразных прогибах, в частности, в прогибе Каннинг, вдающемся в Австралийскую платформу с северо-запада, и периконтинентальной долготной зоне грабенов Перт — Карнарвон на ее западном краю. В последней мощность триаса достигает 1 км, а юры — 2,5 км (Оленин, 1969; Тейхерт, 1965).

На о-ве Тасмания в средней юре на площади свыше 40 тыс. км² происходило внедрение в толщи пермских, триасовых и юрских отложений мощных (до 450 м) силлов, лакколитов и даек долеритов, свидетельствующее о широком развитии траппового магматизма (Браун и др., 1970). Мощные проявления ранне- или среднеюрского траппового вулканизма известны также на Антарктической платформе, в районе, лежащем к югу от Тасмании. Таким образом, на периферии Индийского океана — в Юго-Восточной Африке, на Мадагаскаре, в Индии и Австралии — мы видим широкое распространение позднепалеозойских — раннемезозойских грабенов и впадин, отходящих от современного края этих континентальных массивов в глубь последних или параллельных ему. Эти движения сопровождались в ранней или средней юре мощными вспышками траппового вулканизма, продукты которого в пределах Мозамбикского прогиба и Австрало-Антарктического бассейна уходят в пределы океана. На юго-восточном побережье Африки и на западном побережье Австралии довольно широко распространены триасовые и юрские морские отложения. Все эти факты позволяют предполагать, что формирование современной впадины Индийского океана началось раньше, чем впадины Атлантического океана, и этот процесс интенсивно протекал в раннемезозойское время.

Западно-Сибирская область. Обширная область раннемезозойского рифтогенеза и траппового магматизма, изолированная от ранее рассмотренных и в отличие от них прекратившая свое развитие в середине мезозоя, расположена в пределах Западной и Средней Сибири. Главными ее элементами являются Западно-Сибирская рифтовая система (Куликов и др., 1972), ныне погребенная под чехлом верхнемезозойских и кайнозойских отложений одноименной плиты, и примыкающий к ней с востока Тунгусско-Таймырский трапповый бассейн. Западно-Сибирская рифтовая система (рис. 60) возникла в триасе после завершения герцинской складчатости, приведшей к окончательному отмиранию Урало-Монгольского геосинклинального пояса и спаявшей в единый континентальный массив Европейскую и Сибирскую платформы. Она выражена многочисленными субмеридиональными грабенами, наложенными преимущественно на долготные зоны герцинид — Обь-Зайсанскую и восточную часть Уральской и, в значительно меньшей мере, на обрамлявшие и разделявшие их зоны байкальской и каледонской консолидации. Общая ширина рифтовой системы достигает 1000—

1200 км, а длина превышает 2500 км. Наиболее протяженный Колтогорско-Уренгойский грабен, занимающий в структуре рифтовой системы осевое положение, прослеживается с севера на юг на 2000 км (на его южном продолжении, вплоть до оз. Балхаш простирается так называемый Главный Казахстанский разлом), а юго-западная ветвь рифтовой системы проникает в пределы Тургайского прогиба. Грабены разде-

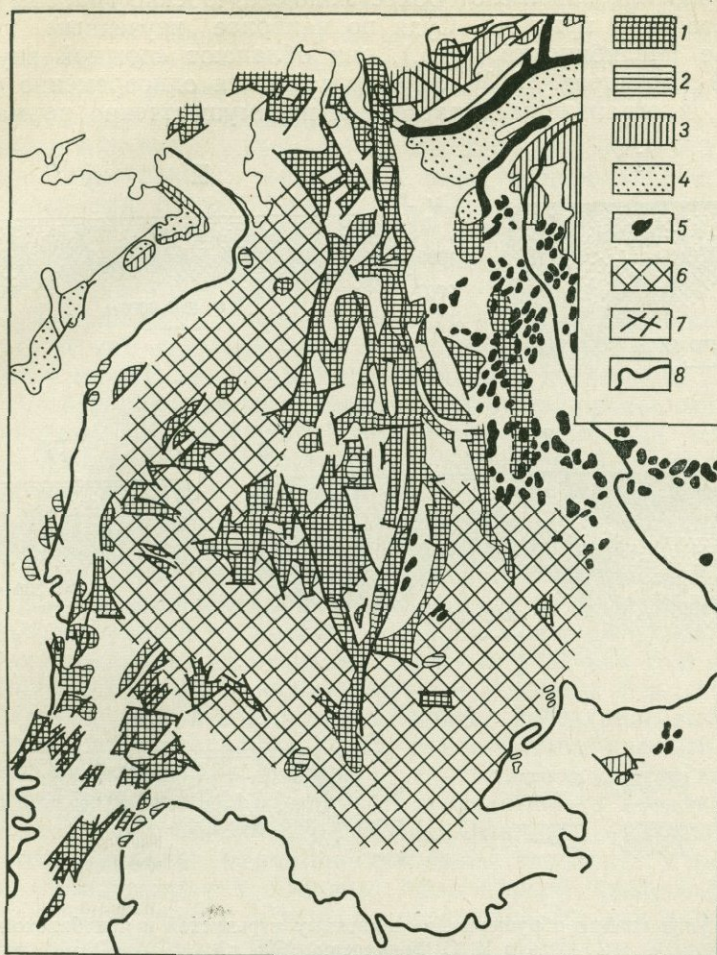


Рис. 60. Схема распространения триасовых образований в Западной Сибири. По П. К. Куликову и др. (1972 г.)

1 — вулканогенно-осадочная турьинская серия (T_2-3); 2 — челябинская серия (T_3-J_1); 3 — поля эффузивных траппов в Кузбассе, на Таймыре и Сибирской платформе (T_1); 4 — молассы остаточных передовых прогибов (T); 5 — интрузии основного состава (T_2-3); 6 — области вероятного распространения интрузий базальтоидов; 7 — разломы; 8 — граница Западно-Сибирской плиты

ляются горстами, сложенными породами домезозойского фундамента, и вместе с ними образуют структуру типа клавиатуры блоков, весьма сходную с таковой Провинции Бассейнов и Хребтов США, наложенной на мезозойский складчатый пояс Кордильер и характерную для областей континентального эпигорогенного рифтогенеза.

Грабены выполнены континентальными вулканогенными толщами нижнего — среднего триаса мощностью до 1—3 км, принадлежащими турьинской серии. Последняя сложена в основном базальтовыми лавами и пирокластолитами, представляющими типичную трапповую формацию, но в некоторых районах, главным образом, в юго-западной ча-

сти рифтовой системы, в ней присутствуют вулканы кислого, риолитового состава. Широко распространены также силлы и дайки долеритов, внедрение которых происходило не только в грабенах, но и в пределах разделяющих их поднятий. Угленосные лимнические отложения поздне-триасового — раннеюрского (челябинская серия), а на юге — также среднеюрского возраста мощностью до 2—3 км налегают на вулканогенную серию или заполняют более молодые, юрские грабены (например в Тургайском прогибе). Судя по наиболее изученным грабенам в Зауралье (Челябинский и др.), они обладают сложной внутренней структурой (Бочкарев, 1973), формировавшейся одновременно с их заполнением, и ограничены и рассечены преимущественно нормальными

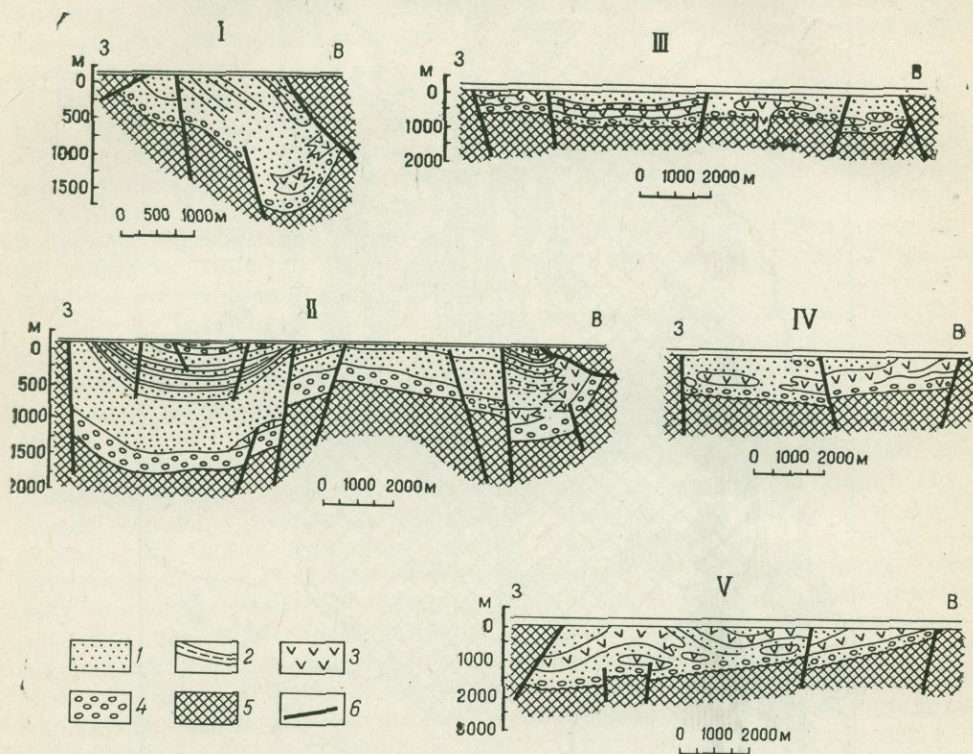


Рис. 61. Профили впадин обрушения, выполненных турьинской и челябинской сериями.
По В. С. Бочкареву (1970 г.)

1 — угленосные отложения; 2 — пласты углей; 3 — базальты; 4 — конгломераты; 5 — породы фундамента; 6 — разломы. В п а д и н ы: I — Буланаш-Елkinsкая, II — Челябинская, III — Анохинская, IV — Юламановская, V — Кочердыкская

наклонными сбросами и взбросами (рис. 61). Были ли базальтовые толщи триаса с самого начала приурочены только к грабенам или же, что кажется более вероятным, первоначально покрывали гораздо более значительные пространства рифтового пояса, но затем были уничтожены на горстовых структурах, до сих пор остается не ясным.

Грабены Западно-Сибирской рифтовой системы четко выражены в магнитном поле удлинёнными или полосовидными максимумами, связанными с зонами мощного развития триасовых базальтов и интрузий долеритов, но, возможно, отражающими также магнитные неоднородности палеозойского фундамента*. На широте Полярного круга рифтовая система сужается до нескольких сотен километров, а далее к северу,

* По своему рисунку магнитное поле ряда районов Западно-Сибирской плиты очень похоже на полосовидное магнитное поле океанов (Шейнманн, 1973).

в пределах Ямала и Гыдана — вновь расширяется и уходит в область Карского моря; ее возможными продолжениями могут являться подновленный кайнозойскими движениями меридиональный желоб Св. Анны (с современными глубинами дна от 0,5 до 1,5 км), открывающийся в океаническую котловину Нансена, а также менее глубокий желоб Воронина. Возможное продолжение триасовой Западно-Сибирской системы в пределы Евразийского бассейна Ледовитого океана дает основания предполагать, что зарождение этой океанической впадины может относиться к началу мезозоя. В пользу такого предположения говорит также присутствие в верхнетриасовой толще Земли Франца-Иосифа, образующей западный борт желоба Св. Анны, потоков и силлов долеритов.

В северо-восточном направлении от Западно-Сибирской рифтовой системы отходит боковая Хатангская ветвь — широкий грабен, заполненный мощными (более 1 км) терригенно-туфогенными отложениями нижнего триаса и ограниченный узкими полосами основных триасовых интрузий, очевидно, внедрившихся по зонам глубоких региональных разломов (Куликов и др., 1972).

Развитие Западно-Сибирской рифтовой системы закончилось в ранней юре (в ее юго-западной части — в средней юре), после чего обширная область между Уралом и Енисеем начала постепенно вовлекаться в общее погружение, вначале имевшее дифференцированный характер, унаследованный от раннемезозойского рифтогенного или «тафрогенного» этапа, а в дальнейшем постепенно становившееся все более однообразным по своей амплитуде (Западно-Сибирская мегасинеклиза).

К востоку от Западно-Сибирской рифтовой системы в течение раннего триаса имели место еще более грандиозные проявления траппового магматизма в эффузивной, эксплозивной и интрузивной формах. Им предшествовали, сопровождали их и следовали за ними проявления щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного интрузивного и эффузивного магматизма на некоторых краевых участках траппового бассейна: Киинский щелочно-карбонатитовый комплекс пермского (250—270 млн. лет) возраста в Енисейском кряже, раннетриасовый Чадобецкий комплекс ультраосновных пород, ранне-среднетриасовый Маймечакотуйский магматический комплекс. На поднятии Енисейского кряжа за внедрением Киинского комплекса последовало в поздней перми — триасе проседание Киликейского грабена. Основной областью траппового магматизма являлась огромная Тунгусская синеклиза, в которой, как и в синеклизах Карру и Параны, базальтовым извержениям предшествовало длительное и глубокое погружение. Ее центральная часть заполнена базальтовыми пирокластолитами и лавами мощностью от нескольких сотен метров до 1—3 км, а прибортовые зоны инъецированы огромным количеством мощных силлов и даек долеритов, а также более кислых дифференциатов базальтовой магмы. Субширотная зона развития интрузивных траппов протягивается вдоль северной периферии Сибирской платформы от низовий Хатанги к южному краю Оленекского поднятия, подходя под прямым углом к западному борту Верхоянской геосинклинали, а «отголоски» траппового вулканизма обнаруживаются в ее пределах в виде отдельных потоков и силлов диабазов среди нижнетриасовых отложений верхоянской серии. Общий объем раннетриасовых эффузивных траппов на западе Сибирской платформы, по подсчетам В. Л. Масайтиса (1969), составляет около 1 млн. км³.

Еще одна область траппового магматизма того же возраста расположена в пределах хр. Бырранга на Таймыре. Здесь суммарная мощность базальтовых вулканитов и силлов также достигает 1—2 км. Вопрос о непосредственной связи Таймырского и Тунгусского трапповых бассейнов недостаточно выяснен и трактуется по-разному (Куликов и др., 1972; Масайтис, 1969). В отличие от Тунгусской синеклизы, трапповая формация Таймыра вместе с подстилающими ее палеозойскими

отложениями подверглась в доюрское время складчатости. На западе раннемезозойская субширотная складчатая система Таймыра обрывалась в районе Енисейского залива и находилась в торцовом сочленении с Западно-Сибирской рифтовой системой. Сравнительно небольшое поле раннетриасовых траппов находится в Кузнецкой впадине. Во всех трех областях ареального раннетриасового траппового вулканизма, лежащих к востоку от Западно-Сибирской рифтовой системы, ему предшествовали длительные глубокие опускания. Базальтовые излияния происходили в триасе также кое-где к западу от этой рифтовой системы, в частности, в Печорской впадине, Полярно-Уральском краевом прогибе (в самом начале триаса) и на Земле Франца-Иосифа (в позднем триасе).

Таким образом, площадь, захваченная проявлениями раннемезозойского траппового магматизма в средней части Северной Евразии, составляет около 4 млн. км², а общий объем его продуктов, вероятно, — не меньше 2—3 млн. км³. Это одна из самых грандиозных и «продуктивных» областей континентального вулканизма в фанерозое. В раннетриасовое время под этой обширной областью, характеризовавшейся аномально высоким тепловым потоком (Макаренко, 1970), вероятно, существовала «подушка» относительно утолщенной, разогретой и значительно менее вязкой, чем под тектонически спокойными областями материков, астеносферы, т. е. литосфера покоилась здесь, как и в других областях мощного траппового магматизма, на пластичном и, частично, даже расплавленном основании, что должно было облегчать возможность возникновения в ней разрывов сплошности и ее горизонтальных перемещений по поверхности астеносферного «слоя». В западной части области триасового траппового вулканизма последний проявился в условиях отчетливо выраженного, хотя и незначительного горизонтального растяжения литосферы в субширотном направлении, приведшего, по данным П. К. Куликова, к утоньшению консолидированной коры в пределах Западной Сибири (до 25—30 км), а в восточной части, т. е. в пределах Тунгусской синеклизы, — в обстановке еще более слабого и рассредоточенного горизонтального растяжения. Однако и здесь трапповый магматизм, по-видимому, сопровождался утоньшением консолидированной земной коры; по данным сейсмогеологических исследований с использованием сейсмических станций «Земля», в центральной части Тунгусской синеклизы, где мощность траппов достигает нескольких километров, а подошва платформенного чехла опущена до 9 км, поверхность М залегает на глубине 29—30 м, а толщина консолидированной коры составляет всего 20 км (Притула и др., 1973), т. е. в 1,5—2 раза меньше по сравнению с периферией Тунгусской синеклизы и средней мощностью консолидированной коры на платформах. Тунгусская и Западно-Сибирская зоны траппового вулканизма и утоньшения консолидированной коры разделялись сравнительно узкой Приенисейской зоной поднятий, в которой происходило внедрение основных и щелочно-карбонатитовых интрузий. Эта обстановка весьма напоминает тектоническую зональность в области Южной Атлантики и Бразилии в позднемезозойское время. Однако если в Южно-Атлантической области процессы растяжения, опускания и базальтовый вулканизм продолжались до конца кайнозоя и привели к формированию современной океанической впадины с внутренним рифтовым поясом, то в Западной Сибири растяжение и базальтовые извержения остановились на начальной стадии и в дальнейшем сменились общим, постепенно ослабевавшим опусканием. Еще в 1955 г. В. В. Белоусовым Западно-Сибирская впадина была названа «неудавшимся океаном», и это определение в последние годы — после открытия в основании ее платформенного чехла раннемезозойской рифтовой системы — приобрело новый, более глубокий смысл.

В пределах Западного Забайкалья, Станового поднятия и прилегающей к нему с севера южной части Алданского счита

находится зона широкого развития своеобразных мезозойских грабенообразных впадин, наложенных на зоны раннепалеозойской, протерозойской и архейской консолидации, которые рядом исследователей (Архангельская, 1972; Ициксон, Красный, 1970 и др.) рассматриваются как структуры рифтового типа. Эти впадины заполнены верхнетриасовыми (только в юго-западной части зоны) и, главным образом, юрскими и нижнемеловыми континентальными вулканогенно-осадочными образованиями. Как правило, здесь наблюдаются узкие линейные грабены и грабен-синклинали, нередко асимметричные и даже односторонние, срезанные с одной (обычно с юго-восточной или южной) стороны взбросами и надвигами. Вулканические образования представлены разнообразными породами нормального (от базальтов до липаритов), субщелочного (трахибазальты, трахиандезиты, трахилипариты) и щелочного рядов. Извержения сопровождались несколькими фазами внедрения кислых и щелочных интрузий, занимающих обширные площади в Западном Забайкалье и зоне Станового поднятия. На историю развития и тектоническую природу мезозойской Забайкальско-Становой области существует ряд точек зрения, но наиболее правдоподобным представляется считать эту область зоной длительно развивавшегося устойчивого сводового воздымания (Боголепов, 1967; Соловьев, 1968 и др.). Последнее происходило в условиях высокого термического режима, с чем связаны, очевидно, проявления типично корового эффузивного и интрузивного магматизма в течение мезозоя. С северо-запада к зоне сводового поднятия примыкал относительно опущенный в юре край Сибирской платформы, а с юго-востока — регенерированный после раннегерцинской складчатости узкий Монголо-Охотский геосинклинальный пояс. В процессе воздымания свода происходило его растяжение, растрескивание, и в его осевой зоне и на крыльях возникали узкие грабенообразные впадины, первоначально (в юре) ограничивавшиеся нормальными сбросами. В конце юры — начале мела сводовое поднятие разрослось за счет отмирающего Монголо-Охотского геосинклинального пояса на юго-востоке и прилегающих с северо-запада участков Сибирской платформы. Этот процесс сопровождался на северо-западном крыле свода деформациями сжатия, приведшими к преобразованию ряда сбросов во взбросы и надвиги, переходящие кое-где в небольшие тектонические покровы, и смятию мезозойских образований во впадинах вблизи последних. Горизонтальная амплитуда пологого Ангарского надвига докембрия на породы юры у истоков р. Ангары достигает 4—5 км, а Южно-Чульманского надвига на южном борту Чульманской впадины на Алданском щите — даже 5—10 км. Связаны ли эти деформации сжатия с эффектом гравитационного расползания всего огромного Западно-Забайкальского — Станового свода или отдельных частных поднятий внутри него, либо с общим тангенциальным сжатием этой зоны и ее платформенной «рамы» в раннемеловое время — остается не вполне выясненным. Несомненно, однако, что мезозойские грабенообразные структуры Забайкальско-Становой зоны своеобразны и отличаются от типичных материковых рифтовых зон, формирующихся в обстановке растяжения земной коры.

Палеозой. К позднему (карбон — пермь) и среднему палеозою (силур — девон) можно отнести значительно меньшее количество проявлений континентального рифтогенеза и связанных с ним магматических образований, чем к мезозою и кайнозою; особенно мизерна роль трапповых формаций (рис. 62). За небольшими исключениями, эти проявления принадлежат к материкам северной, лавразийской группы, а не гондванской, к которой относится большая часть рифтовых структур и проявлений траппового, щелочно-карбонатитового и кимберлитового магматизма мезо-кайнозоя. Количество известных нам в раннем палеозое рифтоподобных структур и проявлений коррелятного им магматиз-

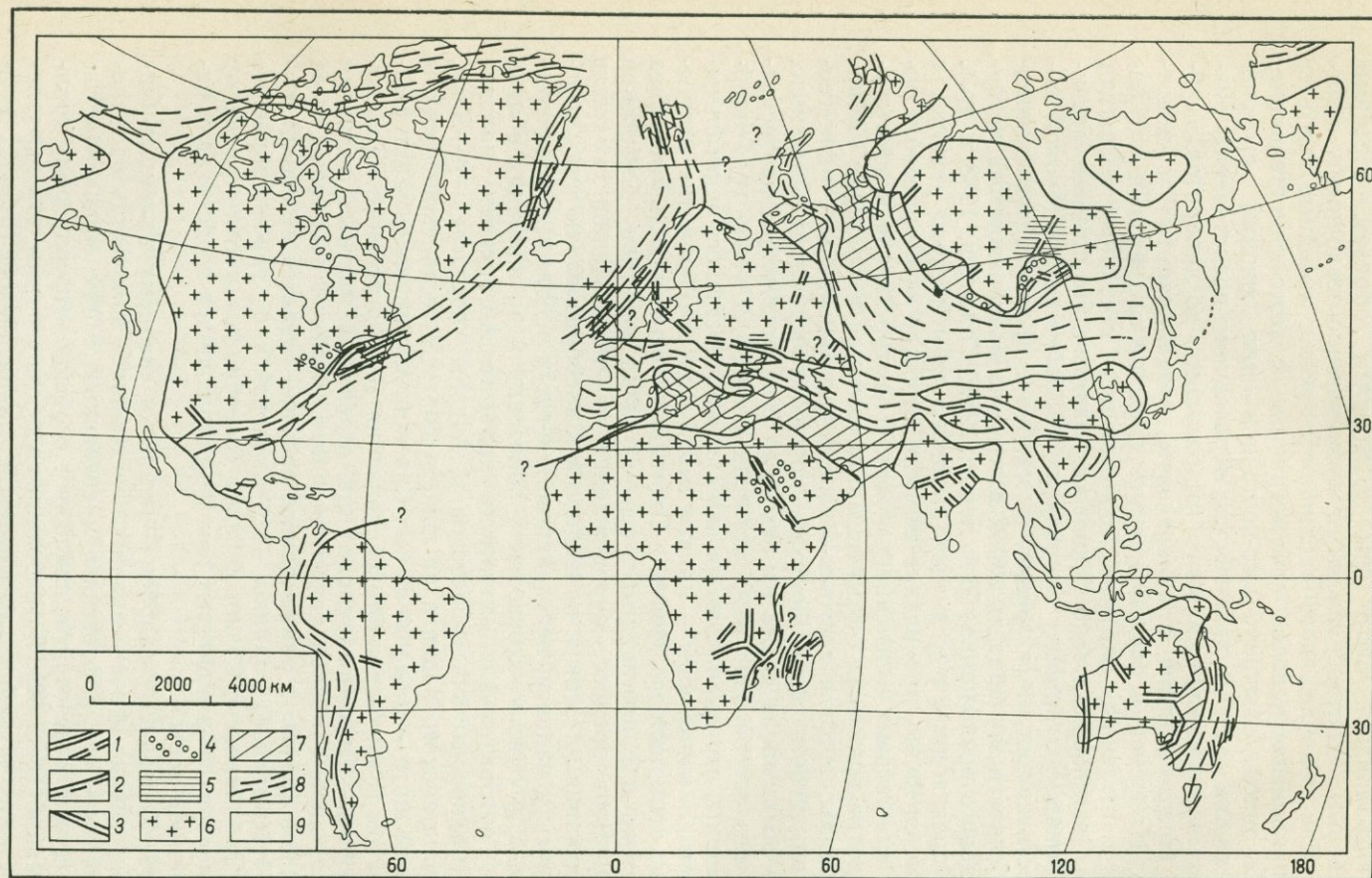


Рис. 62. Рифтовые зоны палеозоя. Составил Е. Е. Милановский (1974 г.)

1 — внутриконтинентальные рифтовые зоны и авлакогены (поздние, средние и раннепалеозойские); 2 — периконтинентальные рифтовые зоны (позднепалеозойские); 3 — крупные палеозойские разломы; 4 — щелочные и щелочно-карбонатитовые массивы центрального типа; 5 — проявления траппового вулканизма; 6 — древние платформы и крупнейшие древние срединные массивы в фанерозойских геосинклинальных поясах; 8 — области фанерозойских геосинклинальных поясов, испытавшие складчатость в палеозое; 9 — то же, не испытавшие складчатости в палеозое

ма ничтожно. Поэтому региональный обзор рифтовых структур и сопряженных магматических образований дается для всего палеозоя совместно. Как и в мезо-кайнозое, зоны континентального рифтогенеза в палеозое возникали и развивались в различных тектонических обстановках — на древних платформах и в пределах молодых складчатых областей (эпиплатформенные и эпиорогенные рифтовые зоны). Наблюдаются следующие основные области, где известны тектонические и магматические явления, сходные с рифтогенезом или сопряженные с ним: Северо-Атлантическая (по обе стороны Атлантики), Южно-Русская, Восточно-Африканская, Австралийская и Восточно-Сибирская. В большинстве областей проявления рифтогенеза приурочены к платформенным областям, и лишь в первой области преобладают проявления средне- и позднепалеозойского эпиорогенного рифтогенеза.

В Северо-Атлантической области известно довольно много глубоких грабенов меридионального и северо-восточного простирания, имеющих средне- и позднепалеозойский возраст, а также ряд палеозойских щелочных интрузий и вулканоплутонических массивов преимущественно центрального типа. Первые почти целиком лежат в пределах Северо-Атлантического (Грампианского) пояса каледонской складчатости, а вторые — в основном приурочены к приподнятым краевым участкам обрамляющих его Североамериканской и Европейской древних платформ. Северо-Атлантический эпигеосинклинальный складчатый пояс, в значительной мере скрытый под дном северной части Атлантического океана, прослеживается в виде фрагментов на его западном побережье в Восточной Гренландии, Ньюфаундленде и Аппалачах (в последних по мере движения к юго-западу время завершающих складчатых деформаций поднимается до позднего палеозоя), а также на восточном побережье в западной части Шпицбергена, в северо-западной части Скандинавии и в северо-западной части Британских островов. В этих районах на складчатые структуры, сформированные в конце раннего — начале среднего палеозоя, наложены глубокие вытянутые вдоль простирания каледонид в данной части пояса грабенообразные впадины шириной в несколько десятков километров и длиной в сотни километров, заполненные грубо- и тонкообломочными, преимущественно континентальными отложениями многокилометровой мощности, сочетающимися с вулканитами кислого и основного состава и прорванными комагматичными им интрузиями. Эти впадины ограничены крупными сбросами, а выполняющие их образования залегают полого или смяты в простые складки.

В средней части Восточной Гренландии на каледонский фундамент, сложенный верхнепротерозойскими и кембро-ордовикскими образованиями, наложен меридиональный грабен, выполненный мощными (7—8 км) грубообломочными континентальными молассами — преимущественно красноцветными конгломератами и песчаниками среднего — верхнего девона типа «олд ред», которые на разных уровнях прослаиваются покровами риолитов и базальтов и секутся дайками и субвулканическими телами гранит-порфиров и пр. (Бютлер, 1964). После некоторого перерыва, сопровождавшегося пологими складчатыми деформациями, накопилась серия верхнекаменноугольных и нижнепермских грубообломочных континентальных моласс общей мощностью более 5 км. Они заполняют грабен, в основном наследующий положение девонского, но значительно более узкий и менее деформирован, чем девон. Выше в Восточной Гренландии трансгрессивно залегают морские платформенного типа отложения верхней перми*, всех отделов триаса, а также юры и мела, говорящие о почти непрерывном морском режиме, существовав-

* В крайней северо-восточной части Гренландии известны также морские отложения верхнего карбона—нижней перми (Бютлер, 1964).

шем в области Гренландского моря в мезозое («Геология Арктики», 1964) и распространявшемся на восток, по крайней мере в поздней юре и раннем мелу (Хольтедаль, 1957) до берегов Норвегии.

В западной части Шпицбергена, представлявшей восточную краевую зону Северо-Атлантического складчатого пояса, на смятых отложениях протерозоя, кембрия и ордовика с резким несогласием залегает мощная (до 6—8 км) толща континентальных красноцветных обломочных пород; она заполняет меридиональный грабен шириной в несколько десятков километров, ограниченный крутыми разломами амплитудой 1—6 км. Девонский комплекс полого падает на восток и осложнен сбросами и сравнительно простыми складками. Последние рассматривались некоторыми исследователями, например В. Б. Харландом (1964), как проявления позднедевонской «свальбардской» складчатости, но, по мнению В. Н. Соколова и других (1968), имеют приразломный характер. Отложения нижнего карбона лежат трансгрессивно; ими начинается разрез платформенного чехла, обнимающий образования карбона — перми и трансгрессивно перекрывающие их осадки триаса — нижнего мела. Эти образования вместе с вышележащей мощной толщей палеогена на южном продолжении девонского грабена были глубоко опущены и деформированы при его регенерации в палеогеновое время.

К югу от Шпицбергена через Норвегию и смежные с ней районы Швеции протягивается восточная краевая зона каледонид, надвинутая в виде системы тектонических покровов большой амплитуды на Балтийский щит. Корни этого аллохтонного комплекса, по-видимому, находятся в полосе северо-западного побережья Норвегии. В этой полосе известно несколько узких приразломных впадин и односторонних грабенов, заполненных мощными (до 4,5 км) пестроцветными грубообломочными молассами даунтона — среднего девона (Хольтедаль, 1957); они залегают моноклинально и оборваны крутыми сбросами.

Далее к юго-западу восточная ветвь каледонского складчатого пояса прослеживается в северо-западной части Британских островов. На нее наложен ряд глубоких впадин, вытянутых в северо-восточном — юго-западном направлении. Наиболее широкий (до 100 км) и глубокий грабен («рифт») Срединной долины Шотландии проходит через центральную часть каледонской складчатой системы. Его разрез включает молассу верхнего ордовика — силура (около 2 км), красноцветные континентальные грубообломочные молассы девона (до 6—7 км), прослаиваемые на разных уровнях лавами и пирокластитами основного и кислого состава («порфировая формация»), а также терригенно-карбонатные и угленосные отложения карбона (до 4—5 км) с мощными покровами и силлами основных и, значительно реже, средних и кислых пород щелочного ряда (Беннисон, Райт, 1972; Моссаковский, 1969). Общая мощность среднепалеозойских моласс и вулканических образований в Срединном грабене Шотландии превышает 10—12 км. В девоне и карбоне формировался также ряд других параллельных ему менее глубоких (до 6—7 км) грабенообразных впадин (Оркадская, Нортумберлендская и др.), разделенных горстообразными выступами каледонского основания.

По другую сторону Северной Атлантики, в северных Аппалачах, южной части залива Св. Лаврентия и Ньюфаундленде, складчатая структура которых в основном была сформирована к позднему девону (акадская фаза), возникли межгорные грабенообразные впадины юго-западного — северо-восточного простирания, заполнявшиеся мощными лагунно-континентальными молассами с подчиненными им основными вулканитами; они отвечают верхам девона — нижнему карбону (до 3 км), среднему — верхнему карбону (до 4—7 км) и перми (до 2 км) (Ирдли, 1957). Таким образом, на обоих бортах Северной Атлантики на каледонское основание наложены очень глубокие, вытянутые по про-

стиранию его структур грабенообразные впадины, время заложения и отмирания которых в общем несколько «омолаживается» в юго-западном направлении. По своему тектоническому положению, морфологии, характеру субстрата, предшествующей истории и по типу выполняющих их осадочных и вулканогенных формаций эти впадины весьма напоминают мезо-кайнозойские эпиорогенные рифтовые системы (триасовую Западно-Сибирскую и позднекайнозойскую Кордильерскую) и формировались в условиях горизонтального растяжения, поперечного к Гампианскому складчатому поясу. По-видимому, первоначально они образовывали единый пояс рифтоподобных структур, впоследствии разобщенный новыми опусканиями и растяжением, приведшими к формированию океанических и субокеанических депрессий Северной Атлантики.

Проявления рифтогенеза и сопряженных с ним магматических процессов наблюдаются также в пределах зон платформенного обрамления каледонид. На западной периферии Северо-Атлантического складчатого пояса в грабенах Св. Лаврентия и Оттава, активизировавшихся в позднем мезозое, известны штоки и дайки щелочно-гипербазитового и щелочно-карбонатитового состава, датируемые интервалом времени 350—450 млн. лет, что отвечает среднему палеозою. Возможно, что к этому же времени относится и ранняя фаза развития упомянутых грабенов. В пределах грабенов Оттава и Сагуней, поперечных к краю Аппалач, присутствуют еще более древние (500—600 млн. лет) щелочно-карбонатитовые массивы.

На восточной периферии Северо-Атлантического пояса проявления рифтогенеза и щелочного магматизма в палеозое известны на Балтийском щите. В его юго-западной части они выразились в формировании грабена Осло (Беляевский, 1963; Руттен, 1972; Хольтедаль, 1957). Возникновение этой впадины, вытянутой в северо-северо-восточном — юго-юго-западном направлении, параллельном основному простиранию каледонид Норвегии, относится ко времени завершения каледонского «цикла». Погружение впадины Осло усиливалось постепенно (мощность кембрия 120 м, ордовика — 530 м, силура — 650 м, пресноводных песчаников даунтона — более 1 км) и в целом достигает 2—2,5 км. В дальнейшем, в заключительную — эрийскую фазу каледонской складчатости тектонические покровы норвежских каледонид целиком перекрыли северное окончание впадины Осло*, а в ее более южной части кембросилурийские отложения платформенного типа подверглись смятию, постепенно затухающему к югу. На юге одна из ветвей силурийской впадины Осло, вероятно, переходила в систему разломов Датско-Польской борозды.

Следующая эпоха деформаций в грабене Осло относится к перми, когда на докембрийско-нижнепалеозойском основании несогласно отложились маломощные нижнепермские конгломераты и песчаники; затем последовали излияния базальтов и слабо щелочных основных лав — ромбенпорфиров, а также игнимбритов, давших очень мощные (много сотен метров) покровы, закрывшие всю площадь силурийской впадины, испытавшей повторное проседание и растяжение. Вулканыты были интродуцированы субвулканическими телами эссекситов, граносиенитов и гранитов, становление которых происходило в течение всей перми. Грабен Осло ограничен сбросами не повсеместно, причем последние, по-видимому, заложены еще в раннем палеозое и были частично подновлены, а частично «запечатаны» в пермское время. С южной частью грабена связан крупный гравитационный максимум, обусловленный

* Силурийско-даунтонская впадина Осло поразительно напоминает по своей тектонической позиции олигоценовый грабен Бресс, субпараллельный краю Западных Альп и также частично «задвинутый» впоследствии в неогене покровами их передовой гряды — Юрских гор.

влиянием основных интрузивных пород (Беляевский, 1963). Обилие интрузивных пород, заполняющих грабен Осло, говорит о существенном растяжении, которое эта впадина и, особенно, ее южная часть испытала в пермское время. Следует отметить, что в районе грабена Осло известны проявления и значительно более древнего, докаледонского магматизма: непосредственно у западного борта грабена расположен щелочно-карбонатитовый массив Фен; он прорывает архейский субстрат и имеет возраст 565 млн. лет (Барт и др., 1969), т. е. по времени образования вполне соответствует древней генерации щелочных интрузий в рифтовой системе Св. Лаврентия*.

В северо-восточной части Балтийского щита, на Кольском полуострове известны крупные кольцевые массивы аггаитовых нефелиновых сиенитов и более основных щелочных пород — Хибинский и Ловозерский, а также ряд мелких ультраосновных — щелочных интрузий. Мелкие интрузии имеют возраст 300—400 млн. лет (т. е. отвечают девону — карбону), а становление наиболее крупных массивов завершилось около 250—300 млн. лет, т. е. в конце карбона — ранней перми. Согласно А. А. Кухаренко (1967), оба массива расположены в пределах грабенообразной структуры, остатки которой в районе Ловозерского плутона представлены девонскими вулканогенно-обломочными, а по новейшим данным — также каменноугольными образованиями, а сама эта структура является окончанием системы глубоких разломов Балтийского щита, параллельной краю каледонид, которая связывает грабен Осло и щелочные массивы Кольского полуострова.

В Южно-Русской области (южная часть Европейской или Русской платформы) проявления палеозойского рифтогенеза выразились в возникновении (или возрождении заложеного в рифее?) огромного (свыше 1000 км длиной) Днепровско-Донецкого авлакогена с его западным продолжением — Припятской впадиной, который почти полностью отсек юго-западный участок платформы — Украинский щит от основной ее части. Этот грабен простирался почти параллельно краю герцинского геосинклинального пояса палео-Тетиса и на своем восточном окончании вливался в него. Днепровско-Донецкий авлакоген заполнен терригенно-карбонатными и соленосными толщами среднего — верхнего девона мощностью в несколько километров, которые в восточной его части перекрываются еще более мощными (до 10—15 км) параллельными толщами карбона и красноцветно-соленосными осадками низов перми (Гавриш, 1974). На своих западном и среднем участках авлакоген имеет структуру глубокого ступенчатого грабена, ограниченно-го и пересеченного продольными, поперечными и диагональными нормальными сбросами и, подобно современным континентальным рифтовым зонам, характеризуется значительным (на 10—20 км) утоньшением консолидированной коры и подъемом поверхности М под своей осевой зоной (рис. 63). Сходство с рифтовыми зонами щелевого типа выражается также в присутствии в южной прибортовой зоне Днепровско-Донецкого авлакогена и на поперечных поднятиях в нем верхнедевонских эффузивных и субвулканических продуктов, принадлежащих к щелочно-ультрабазитовой и щелочно-базальтовой формациям (Гладких, 1972; Гоньшакова и др., 1968). В восточной части Днепровско-Донецкой зоны, в Донбассе мощный комплекс отложений карбона и низов перми был смят в середине перми в линейные складки, осложненные на северном борту прогиба надвигами к северу.

* Следует также заметить, что и грабен Осло, и рифтовая система Св. Лаврентия лежат в пределах зон среднерифейской (соответственно Дальсандской и Гренвилльской) тектоно-магматической регенерации краевых частей Балтийского и Канадского щитов, простирающихся вдоль бортов Северо-Атлантического каледонского геосинклинального пояса.

На Воронежском массиве фундамента, обрамляющем Днепровско-Донецкий авлакоген с северо-востока, бурением обнаружены небольшие покровы верхнедевонских базальтов, в петрохимическом отношении сходные с типичной трапповой формацией. В среднем — позднем девоне в восточной части Европейской платформы кратковременно существовали узкие линейные прогибы или грабены, приблизительно параллельные краю герцинской геосинклинали Урала; они контролировались глубокими разломами в добайкальском фундаменте платформы и, по крайней мере, частично наследовали грабены (авлакогены) рифейского времени (Кировский, Доно-Медведицкий и др.).

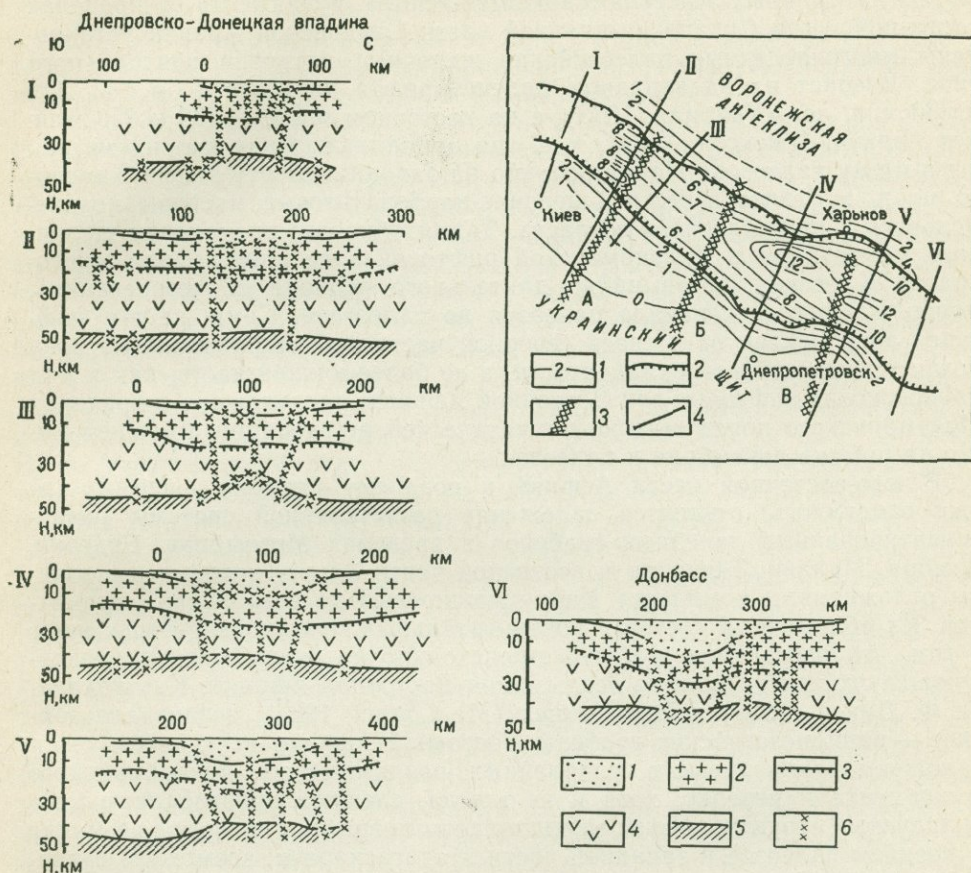


Рис. 63. Профили глубинного строения Днепровско-Донецкого авлакогена (I—VI) по данным ГСЗ. По А. В. Чекунову (1972 г.)

1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» слой; 3 — граница К; 4 — «базальтовый» слой; 5 — граница М; 6 — разломы. В рамке — гипсометрия поверхности фундамента авлакогена и положение профилей: 1 — мощности осадочного слоя (км); 2 — краевые разломы; 3 — зоны древних докембрийских поперечных разломов; 4 — профили ГСЗ

Восточно-Африканская область. В северной части Африкано-Аравийского рифтового пояса известен довольно глубокий и узкий палеозойский прогиб или грабен северо-западного простирания, который был унаследован кайнозойским грабеном (рифтом) Суэцкого залива (Саид, 1965). Заполняющие его отложения мощностью свыше 0,7 км относятся к верхам девона — нижнему карбону. На северо-западе он открывался в перикратонную Восточно-Средиземноморскую впадину, а на юго-востоке, возможно, продолжался в пределы Красного моря. В свою очередь, Суэцкая палеозойская впадина, по-видимому, унаследовала положение межгорной впадины или грабена вендской эпохи,

выполненной мощной вулканогенно-молассовой формацией Хаммамат, которая располагалась, по данным В. П. Поникарова и др. (1973), в пределах нынешнего Суэцкого залива и северной части Красного моря. В южной части Левантинской рифтовой зоны, вдоль восточного борта рифтовой долины Вади-Араба обнаружена цепочка мощных дайкоподобных кварц-порфировых интрузий «левантинского» простираения с абсолютным возрастом около 560—570 млн. лет, отвечающим нижней границе кембрия; это говорит о том, что в конце докембрия — начале палеозоя данная тектонически ослабленная зона уже существовала (Lenz e. a., 1972). На обрамляющих современный грабен Красного моря асимметричных выступах докембрийского фундамента в пределах восточной части Судана и западной части Саудовской Аравии установлены многочисленные палеозойские щелочные интрузии центрального типа. Возраст их на западном «плече» рифта датируется в 540, 440 и 330 млн. лет (Уайтман, 1973), а на восточном плече — 530 и 350 млн. лет (Браун, Джексон, 1963), т. е. они принадлежат как к нижнему, так и верхнему палеозою. Напомним, что на западном борту рифта Красного моря, в Египте известны щелочно-карбонатитовые массивы позднемелового и палеогенового возраста. Таким образом, проявления щелочного магматизма в Красноморской рифтовой зоне происходили многократно в течение чрезвычайно длительного периода ее «созревания», продолжавшегося с начала палеозоя до палеогена. Сама же эта рифтовая зона наследует в своей северной части субмеридиональную зону позднепротерозойской складчатости, а ее более южная часть, как и ряд кайнозойских рифтовых зон Восточной Африки, расположена в пределах Мозамбикского пояса тектоно-магматической регенерации, имевшей место на рубеже докембрия и палеозоя.

В юго-восточной части Африки к позднему карбону — перми, как уже отмечалось, относится заложение разветвленной системы разноориентированных линейных грабенов в пределах Мозамбика, Родезии, Замбии, Малави, Танзании и восточной части Заира, которые выполнены отложениями комплекса Карру мощностью до нескольких километров. Их обломочный состав и континентальный генезис свидетельствуют о том, что проседание грабенов происходило на фоне поднятия разделяющих их глыб и общего воздымания Восточной Африки. Как показали Ф. Дикси (1959) и Мак-Коннел (Mc Connel, 1967), позднепалеозойские — раннемезозойские грабены Восточной Африки в основном были заложены вдоль древних ослабленных, разломных зон докембрийского фундамента и нередко, хотя и не всегда, следуют простираениям его складчатых структур. Узкие меридиональные грабены и горсты возникли в позднем палеозое в западной части Мадагаскара и, возможно, в пределах Мозамбикского пролива, но здесь они развивались в обстановке преобладания общего погружения, о котором, в частности, свидетельствует появление в разрезе, начиная со середины перми, морских прослоев (Хоутон, 1966), и к концу перми слились в единую широкую и глубокую Мозамбикскую впадину.

Австралийская область. В западной части Австралийской платформы известно несколько узких линейно вытянутых глубоких впадин, длительно развивавшихся в течение палеозоя (Браун и др., 1970; Оленин, 1969; Тейхерт, 1965). Вдоль западного побережья простираются периконтинентальные меридиональные грабенообразные прогибы Карнарвон и Перт, по своему тектоническому положению аналогичные периферическим прогибам Африки и Бразилии, но значительно более древние. В их выполнении участвуют (сверху вниз): пермские (до 3,6 км), каменноугольные (до 0,8 км), девонские (1,4 км), силурийские и ордовикские (до 2,8 км) отложения. Общая мощность выполняющих эти впадины фанерозойских отложений местами превышает 10 км (Браун и др., 1970; Тейхерт, 1965).

Прогиб Каннинг — Фитцрой в Северо-Западной Австралии имеет поперечное к краю континента юго-восточное простирание и заполнен отложениями верхнего кембрия (4 км), девона (1,5 км), карбона и перми (до 2 км), общей мощностью свыше 5 км. Несколько восточнее в тело платформы проникает с севера узкая субмеридиональная впадина зал. Жозефа Бонапарта, выполненная кембрием (более 1 км), ордовиком, девоном (до 2,5 км), карбоном (0,5 км) и пермью (свыше 1,5 км), общей мощностью более 5 км. Кембрийские отложения в Северной Австралии подстилаются траппами. В центре Австралии проходит узкий широтный грабен (авлакоген) Амадиес, заполненный отложениями кембрия, ордовика, силура и девона общей мощностью более 4—5 км. Судя по присутствию в разрезах впадин, начиная с кембрия или ордовика, морских отложений, Австралийская платформа уже в раннем палеозое с запада и с северо-запада омывалась морем.

Восточно-Сибирская область. На востоке Сибирской платформы известно несколько зон проявлений щелочного и траппового магматизма и формирования грабенов в палеозое. В северо-восточной части Байкальского пояса установлен ряд щелочных интрузий типа лакколитов, лополитов, штоков и силлов, сложенных щелочными нефелиновыми, кальсилитовыми, псевдолейцитовыми сиенитами, которые пространственно и генетически (?) связаны с телами гранитоидов (Архангельская, 1972). Они могут иметь позднепалеозойский и частично триасовый возраст. Цепочка щелочных массивов тянется от оз. Байкал к северо-востоку в сторону Алданского щита, располагаясь в пределах зоны Байкало-Витимского поднятия, разделявшего в позднем протерозое мио- и эвгеосинклинальные зоны байкалид (Салоп, 1967). По мнению В. В. Архангельской, эта зона, которую она называет «Байкало-Становой ослабленной областью», протягивается далее на восток вдоль южного края Алданского щита и является зоной неоднократных проявлений щелочного магматизма (начиная с докембрия и кончая мезозоем) и рифтообразования: в ее западной части располагаются кайнозойские грабены Байкальской системы, в восточной части — мезозойские односторонние грабены южной окраины Алданского щита, а в средней части — глубокие межгорные грабенообразные впадины, наложенные на свод Байкало-Витимского поднятия и заполненные очень мощными (до 7,5 км) молассоидными толщами нижнего — низов среднего кембрия (Салоп, 1967). Представления В. В. Архангельской о длительном развитии Байкало-Становой ослабленной области, в которой периодически возобновлялись процессы сводового воздымания, щелочной и гранитоидный магматизм и рифтообразование, хорошо согласуются с данными о длительном развитии ряда областей континентального рифтогенеза.

Поздний протерозой (рифей). Наиболее близки к континентальным эпиплатформенным рифтам (в особенности, щелевого типа) позднепротерозойские авлакогены Европейской платформы — узкие, вытянутые на сотни километров ступенчатые грабены и односторонние грабены, выполненные рифейскими терригенными и отчасти вулканогенными образованиями мощностью до 3—5 км. Они простираются в трех главных направлениях, приблизительно параллельных границам платформ со смежными геосинклинальными поясами, заложенными в позднем протерозое, — северо-восточном (Оршанско-Крестцовский, Средне-Русский, Московский авлакогены), долготном (Кировский, Доно-Медведицкий и др.) и запад-северо-западном (Пачелмский, Абдулинский, Канда-лакшский, может быть, Днепровско-Донецкий). Авлакогены, как считает А. А. Богданов (1964), либо слепо затухают на обоих концах, либо проникают в тело платформы под прямым или косым углом со стороны геосинклинального пояса, являвшегося в период заложения или активизации авлакогенов зоной горизонтального растяжения, либо, наконец, отсекают от основной части платформы какой-либо из ее перифериче-

ских, «экзогональных» (Журавлев, 1972) участков. Подобно фанерозойским рифтовым зонам платформ, позднепротерозойские авлакогены (быть может, за исключением Днепровско-Донецкого) обнаруживают приуроченность к ослабленным зонам фундамента Европейской платформы и обычно закладываются вдоль простирающихся зон карельской или свекофенской, т. е. ранне- или среднепротерозойской, складчатости, «избегающей» разделяющих их блоков архейского фундамента (например Пачелмский авлакоген). После длительного, продолжавшегося до 0,5—1 млрд. лет, и, с учетом времени, в целом довольно медленного погружения, в конце позднего протерозоя авлакогены, как узкие «рвы», разделенные щитами, отмирают, и над ними, начиная с вендской эпохи, развиваются более широкие и плоские платформенные впадины типа синеклиз. Однако в среднем — позднем девоне некоторые из рифейских авлакогенов в восточной и юго-восточной частях платформы на короткое время регенерируются и испытывают интенсивное (до 1—2 км) дифференцированное опускание (Кировский, Доно-Медведицкий авлакогены). Более интенсивное и длительное грабенообразное опускание и растяжение испытывает Днепровско-Донецкий авлакоген, по-видимому, наложившийся на более узкий рифейский (?) грабен.

Развитие рифейских авлакогенов сопровождалось проявлениями магматизма в эффузивной, эксплозивной и субвулканической формах, но, в отличие от кайнозойских рифтовых зон платформ, эти магматические образования представляли собой трапповые базальтовые формации (Ушакова, 1970). Напротив, девонский магматизм в Днепровско-Донецком авлакогене характеризовался щелочно-ультрабазитовой и щелочно-базальтоидной ассоциациями пород. Эта смена химического состава продуктов вулканизма, сопряженного с рифтообразованием, напоминает таковую в мезо-кайнозойских рифтовых зонах Юго-Восточной Африки, где в раннеюрское время проявлялся трапповый, а в мелу и кайнозое — щелочной магматизм.

На других древних платформах позднепротерозойские авлакогены, по-видимому, не пользуются столь широким распространением, как на Европейской. Тем не менее, они установлены на Сибирской платформе (Уринский, Иркинеевский, Уджинский авлакогены), Североамериканской (зона Уичита и др.), Африканской (зоны Угарта и Гурма), Австралийской (зоны Амадиес, Нелия и др.) и других платформах. Как видно из рис. 64, большинство выявленных на этих платформах позднепротерозойских авлакогенов вдавливается в тело платформы со стороны соседних с ними геосинклинальных зон.

На отдельных участках древних платформ в позднем докембрии возникали структуры, еще более близкие к типичным фанерозойским рифтовым зонам платформ. Примером их может служить субширотная Гардарская зона разломов в Южной Гренландии, где сохранились остатки заполняющей грабен 3-километровой толщи наземных грубообломочных пород и базальтов ранне-среднерифейского возраста, а также ряд кольцевых интрузивных тел щелочных пород (нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и др.), даек долеритов, лампрофиров, габбро, сиенитов, карбонатитов и пр. с абсолютным возрастом 1—1,1 млрд. лет. Эта зона располагалась, вероятно, непосредственно к северу от северо-восточного продолжения Гренвилевского пояса тектоно-магматической активизации.

На Сибирской платформе установлено на поверхности (например в западной части Алданского щита), а также предполагается по геофизическим данным (под чехлом Тунгусской синеклизы) наличие ряда наложенных на консолидированное архейское основание раннепротерозойских узких грабенообразных прогибов субплатформенного типа, отложения которых подверглись впоследствии складчатости и метаморфизму. Эти структуры, нередко именуемые «палеоавлакогенами»

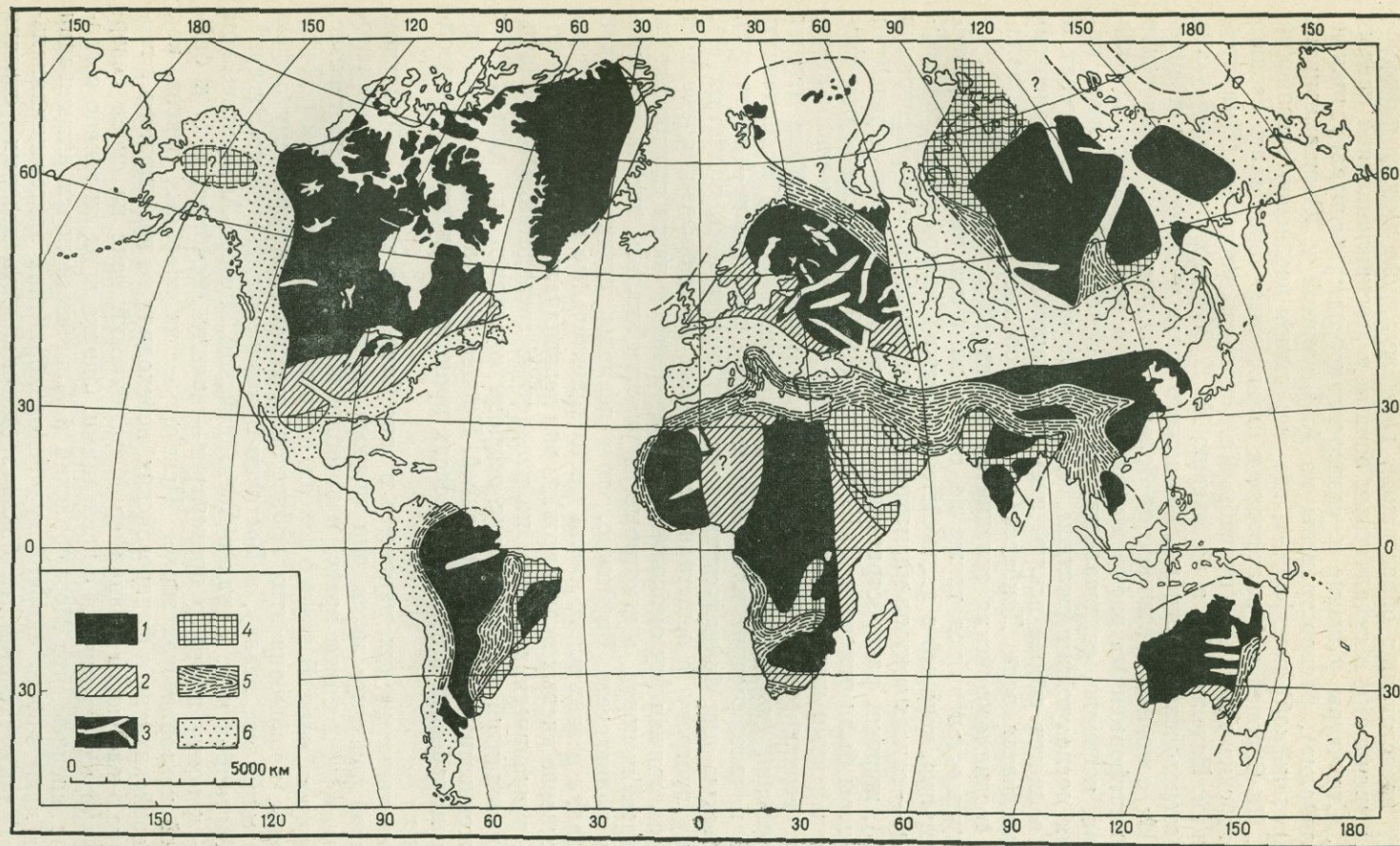


Рис. 64. Схематическая карта распространения зон ассинтской (байкальской) складчатости. По А. А. Богданову и В. Е. Хаину (Штилле, 1968) с изменениями автора

1 — эпикарельские платформы, не переработанные более молодыми складчатостями; 2 — эпикарельские платформы, частично переработанные готской, гренвилльской, а местами и байкальской складчатостями; 3 — авлакогены в пределах эпикарельских платформ; 4 — гренвиллиды, дальсландиды, араваллиды и другие складчатости (возраст 1000—1300 млн. лет), спаявшие и нарастившие древние карельские глыбы; 5 — байкалиды, местами переработанные последующими складчатостями; 6 — байкалиды в составе фанерозойских складчатых поясов

(Лейтес и др., 1970), могут быть сопоставлены с позднепротерозойскими авлакогенами Европейской платформы лишь весьма условно, так как они относятся к более ранней стадии развития древних платформ и по существу представляют образования, промежуточные между платформенными впадинами и складчатыми зонами с геосинклинальной предысторией. Структуры, близкие к «палеоавлакогенам» («интракратонные геосинклинали»), распространены на Африканской и Южноамериканской (Бразильской) платформах, где они имеют позднепротерозойский возраст. На Европейской платформе с ними можно сопоставить среднепротерозойские грабены — прогибы Кольского полуострова (Имандра-Варзугский, Печенгский), а по мнению М. В. Муратова — также узкие раннепротерозойские прогибы Украинского щита и Воронежской антеклизы. Их основным отличием от большинства типичных авлакогенов или эпиплатформенных рифтовых зон является внутренняя складчатая структура, очевидно, свидетельствующая о смене первоначального растяжения последующим сжатием, что в фанерозойских авлакогенах и рифтах является скорее исключением, чем правилом (позднепалеозойская складчатая зона Донбасса на месте среднепалеозойского авлакогена, позднемезозойская складчатая структура в грабене Бенуэ).

Следует остановиться также на одном из типов позднепротерозойских структур, который в дальнейшем послужил ареной процессов рифтогенеза, — поясах тектоно-магматической активизации или регенерации (рис. 65), широкое распространение и важная роль которых в развитии земной коры были отмечены В. Е. Хаиным (1969). В основном они сложены архейскими или нижнепротерозойскими метаморфическими комплексами; верхнепротерозойские супракрустальные образования играют в их строении (по крайней мере, в современном срезе) подчиненную роль. В начале, середине или конце позднего протерозоя — в готскую, гренвилевскую или байкальскую эпоху они подверглись поднятию (?), сильному прогреву и испытали наложенный метаморфизм, приведший к «радиометрическому омоложению» значительной части слагающих их более древних пород, а некоторые их участки явились зонами гранитизации и палингенеза. Возможно, что в периоды тектоно-магматической активизации в этих зонах имели место значительные извержения (преимущественно кислых вулканитов), и они первоначально были выражены в виде вулканических поясов, но вследствие господства в них значительных поднятий вулканические покровы оказались в дальнейшем уничтоженными глубокой денудацией. Процессы активизации и повторного метаморфизма в подобных поясах происходили длительно и неоднократно.

В некоторых из них, например в зоне Станового хребта, в основном сложенной породами архея, они впервые проявились в раннем протерозое (или даже позднем архее) и возобновлялись в позднем протерозое, палеозое и мезозое. В других поясах, например в Гренвилевском и Дальсландском, проявления этих процессов относятся к среднему рифею (1—1,2 млрд. лет назад), в Восточно-Бразильском, Ливийско-Нигерийском, Мозамбикском, Западно-Австралийском, Северо-Антарктическом и др. — к концу позднего протерозоя — началу кембрия, т. е. к байкальской тектонической эпохе. Некоторые из подобных поясов, как протерозойских, так и фанерозойских, переходили по простиранию в геосинклинальные пояса (например Мозамбикский пояс на своем северном конце) или граничили с последними. Однако вряд ли можно согласиться с мнением, что Мозамбикский и Ливийский пояса активизации представляют просто «корни» позднедокембрийских эпигеосинклинальных складчатых систем, глубокая эродированность которых связана лишь с вовлечением их впоследствии в процесс рифтообразования (Божко, 1970). Более обоснованным представляется мнение В. Е. Хаина (1969) о специфической природе этих поясов, главной чертой которых

являлась тенденция к поднятию (а не к опусканию, как в геосинклинальных поясах) в условиях высокого термического режима. В. Е. Хаин обратил внимание на то, что пояса повторного метаморфизма и регенерации являлись впоследствии главными зонами континентального эпиплатформенного рифтообразования, также в ряде случаев неоднократно

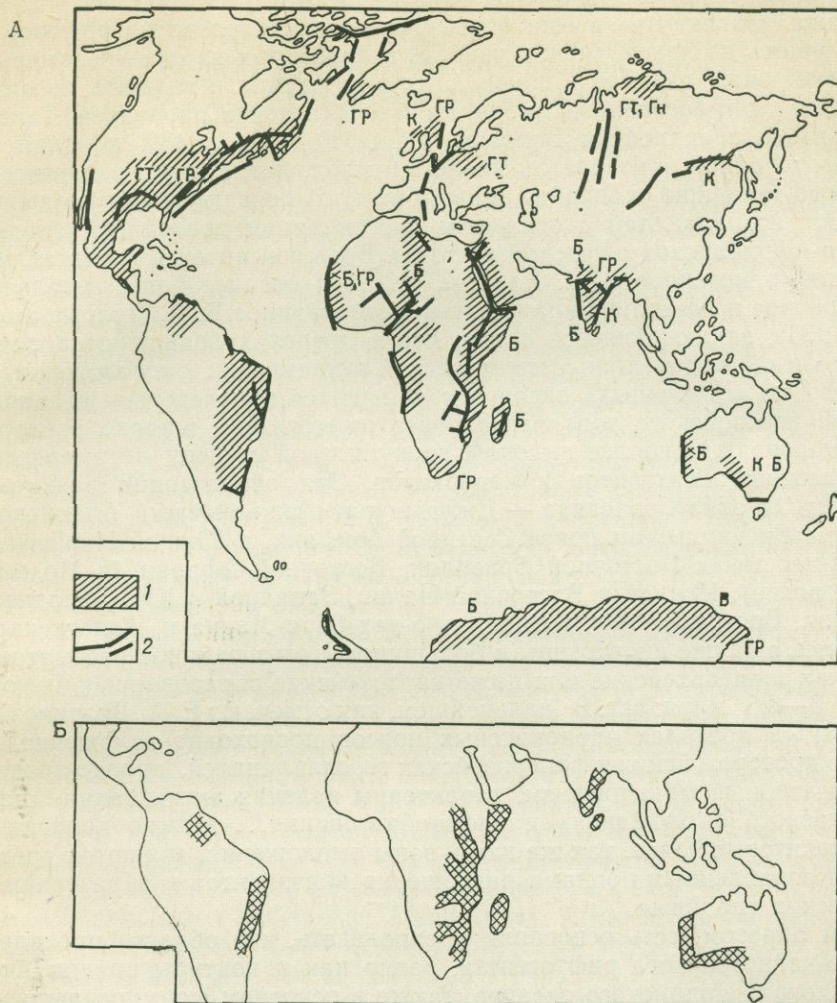


Рис. 65. Схемы, показывающие пространственную связь мезо-кайнозойских рифтовых зон и границ океанических впадин атлантического типа с зонами протерозойской тектоно-магматической активизации и древнейшими чарнокитовыми поясами

А — распространение зон протерозойской тектоно-магматической активизации в пределах современных континентов (по В. Е. Хаину, 1969 г.) и мезо-кайнозойские рифтовые зоны: 1 — зоны активизации (К — позднекаледонские, Г — готские, ГР — гренвилльские, Б — байкальские); 2 — мезозойские и кайнозойские рифтовые зоны. Б — катархейские (?) чарнокитовые пояса континентов Гондваны (по Е. А. Долгинову и др., 1973 г. и другим материалам)

го, причем именно в подобных поясах возникали кайнозойские рифтовые зоны сводово-вулканического типа. Характерна приуроченность большинства этих поясов к краевым частям древних континентальных массивов, прилегающих к впадинам «вторичных» океанов, также отмеченная В. Е. Хаиным. Эти эмпирические закономерности говорят, вероятно, не только о пространственной, но и о генетической связи между длительными и периодически возобновлявшимися процессами развития поясов метаморфической регенерации и сводового поднятия, рифтогенезом

и формированием «вторичных» океанических впадин. Таким образом, пояса сводовых поднятий и повторного метаморфизма, явившиеся впоследствии одним из главных типов областей проявления континентального рифтогенеза и нередко игравшие роль «рамы» при развитии впадин вторичных океанов, уже существовали в позднем, а частично — и в раннем протерозое.

Пытаясь «заглянуть» в еще более ранние эпохи развития рифтовых поясов, вплоть до архея, можно увидеть в некоторых из них чрезвычайно древние зоны разломов с признаками растяжения и подъема по ним основных и ультраосновных глубинных магматических продуктов. Такова, например, грандиозная Большая дайка Родезии в 480 км длиной и 5—8 км шириной, с возрастом около 2,5 млрд. лет, которая находится на юго-юго-западном окончании Мозамбикского пояса и вытянута в направлении, совпадающем с основным простираанием последнего и всей Восточно-Африканской рифтовой системы. Большой интерес представляет явление, отмеченное В. Е. Хаинным (1969) и позднее более детально рассмотренное и несколько иначе интерпретированное Е. А. Долгиновым и др. (1973), заключающееся в том, что в пределах большинства поясов протерозойской тектоно-магматической активизации, расположенных по периферии «вторичных» океанов и явившихся впоследствии главной ареной фанерозойского континентального рифтогенеза, широко распространены породы наиболее высокой, гранулитовой ступени метаморфизма и массивы анортозитов и чарнокитов. Эти образования развиты, в частности, в зоне Становика — Джугджура и южной части Алданского щита, в Гренвильском поясе Северной Америки, в Южной Норвегии, прибрежных зонах Восточной Бразилии, Восточной Африки (в Мозамбикском поясе), Южной и Восточной Индии, Западной и Юго-Западной Австралии, Восточной Антарктиде, на о-вах Шри Ланка и Мадагаскар. Чарнокиты, а также анортозины в большинстве этих районов рассматриваются как раннеархейские или даже катархейские образования и имеют возраст 3—3,5 млрд. лет. В дальнейшем, как отмечают Е. А. Долгинов и др. (1973), «в пределах чарнокитовых поясов происходит заложение и развитие протерозойских и фанерозойских геосинклиналей, широко проявляется повторный метаморфизм, характерны явления активизации, «радиологического омоложения» и рифтообразования... Можно полагать, что чарнокитовые пояса, так же как и зоны омоложения, являются древнейшими ослабленными зонами разобщения континентов и образования океанических впадин».

Таким образом, есть основания предполагать, что области проявления мезо-кайнозойского рифтогенеза, равно как и контуры впадин Атлантического и Индийского океанов, также в основном формировавшихся в течение мезозоя и кайнозоя, «предопределены» не только процессами позднепротерозойской тектоно-магматической активизации, но и крупными структурно-вещественными неоднородностями земной коры, возникновение которых относится к самым ранним этапам истории Земли, вплоть до катархейской («лунной») стадии. Исследование этих самых древних «корней» рифтогенеза и предыстории океанических впадин представляет интересную, но еще очень мало разработанную проблему, выходящую за рамки задач этой книги.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РИФТОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Распространенность разных типов рифтогенеза в геологической истории

Предпринятая выше попытка выявить и проследить проявления рифтообразования в истории Земли, несмотря на фрагментарность имеющихся данных, все же позволяет наметить некоторые общие черты и тенденции в развитии рифтогенеза. Прежде всего, можно констатировать, что «корни» рифтогенеза, как геологического процесса, уходят в глубокое прошлое; структуры, принципиально сходные с современными материковыми рифтовыми зонами, возникали и развивались в течение всего фанерозоя и позднего протерозоя (т. е. на протяжении по крайней мере последней трети истории Земли), а тектонические зоны, приближающиеся к ним по некоторым признакам («палеоавлакогены»), формировались уже в раннем и среднем протерозое. Вместе с тем, интенсивность и распространенность явлений, объединяемых под общим названием рифтогенез, во времени существенно изменялись. Резкое усиление процессов рифтогенеза и расширение арены их проявления произошло в конце палеозоя — мезо-кайнозое. Тектонические обстановки, в которых возникали и развивались рифтовые зоны, а соответственно — и типы последних, были довольно разнообразны, причем в ходе геологической истории относительная роль различных типов рифтовых зон не оставалась постоянной. Поэтому, в частности, данная в начале книги классификация современных рифтовых зон, в которой выделяются три главные их категории — внутриконтинентальные, межконтинентальные и внутриокеанические рифтовые зоны, применительно к древним рифтовым зонам должна быть дополнена введением четвертой категории — периконтинентальных (или периокеанических) рифтовых зон*, развивавшихся вдоль окраин Атлантического и Индийского океанов, главным образом, в мезозое — начале кайнозоя, но кое-где, возможно, еще продолжающих свое развитие (например, в районе дельты р. Нигер и вдоль западного побережья Индостана). Относительная распространенность разных категорий и типов рифтовых зон и близких к ним образований в истории Земли показана на рис. 66. Разумеется, эта схема очень условна, так как для разных типов рифтовых зон мы располагаем далеко не равноценной информацией об их существовании в геологическом прошлом.

Если в позднем протерозое и палеозое почти все известные рифтовые зоны принадлежали к категории внутриконтинентальных рифтовых зон, которые в своем расположении и развитии в большинстве своем обнаруживали более или менее определенную связь с геосинклинальными поясами, а в ряде случаев были связаны с ними взаимопереходами, то в мезозое и кайнозое они принадлежали ко всем четырем категориям и в большинстве случаев возникали и развивались в связи с формированием впадин Индийского, Атлантического и Арктического океанов. Существовавшие в рифее и в палеозое на древних платформах авлакогены морфологически были близки к кайнозойским эпиплатформен-

* Эти зоны известны в литературе под разными названиями — параллагеосинклинали (М. Кэй, 1955 г.), рифтогенные окраины континентов (В. Н. Пучков, 1974 г.), зоны окраинно-континентальных прогибов (В. Е. Ханн, Б. А. Соколов, Я. Г. Кац, 1973 г.).

ным рифтовым зонам щелевого типа и представляли либо «слепые» ответвления смежных с платформами геосинклинальных поясов, либо связанные с ними «резонансные» структуры растяжения в теле соседних платформ.

По крайней мере, с палеозоя до настоящего времени констатируется существование эпигорогенных рифтовых зон и поясов. С некоторой долей условности они устанавливаются в венде — раннем кембрии в байкалидах Восточной Сибири и Ближнего Востока (в Суэцкой и Левантинской зонах), с большей достоверностью — в девоне — перми на месте каледонид Северо-Атлантического пояса, в триасе — в пределах герцинид Западной Сибири, Предкавказья, Южных Аппалачах, в кайнозое — в мезозоидах Кордильер.

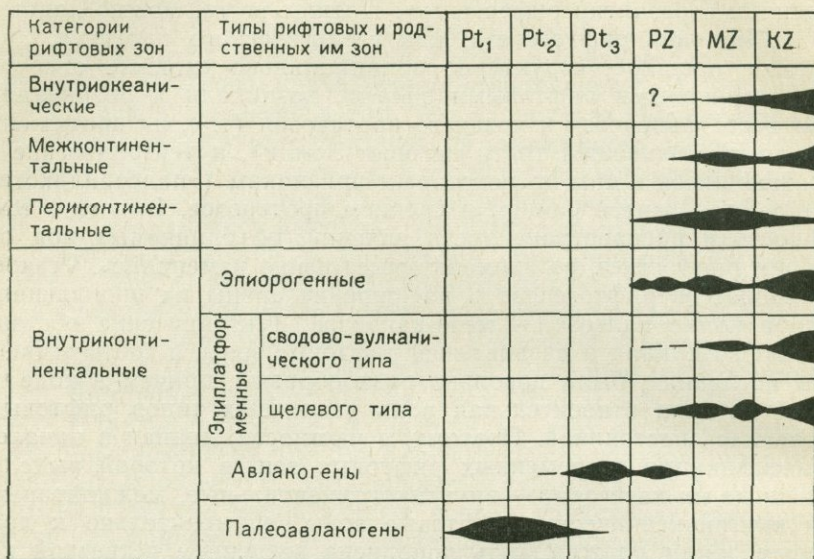


Рис. 66. Схема распространения различных категорий и типов рифтовых зон и близких к ним структур в истории Земли. Составил Е. Е. Милановский (1974 г.)

В раннем палеозое на западе Австралии возникают первые периконтинентальные рифтовые зоны на границе материка и Восточно-Индийского океанического бассейна (?), не связанные с геосинклинальными поясами; в позднем палеозое — начале мезозоя аналогичные зоны формируются между Африкой и Мадагаскаром, а в мезозое — на окраинах Индостанской, Африканской, Южно- и Североамериканских, Гренландской платформ, вдоль их границ с впадинами Индийского, Атлантического океанов, Лабрадорского моря и Баффина залива (рис. 67). В генетической связи с периконтинентальными рифтовыми зонами синхронно с ними возникали и развивались внутриконтинентальные рифтовые зоны и системы щелевого типа, вдающиеся в эти платформы со стороны разрастающихся океанических впадин.

Возможно, уже в мезозое и несомненно — в течение кайнозоя существовали и разрастались внутриокеанические рифтовые хребты, играющие ведущую роль в современной мировой рифтовой системе. Одновременно в кайнозое возникает или возрождается несколько внутриконтинентальных рифтовых поясов, одни из которых находятся в определенной пространственной связи с рифтовыми поясами океанов (Африкано-Аравийский), а другие — слепо затухают на обоих своих окончаниях (Байкальский, Рейнско-Ливийский).

Длительность и повторяемость процессов рифтогенеза

Для рифтовых зон многих типов, в отличие от ранее существовавших представлений, в последнее время становится очевидной значительная длительность их развития, а в ряде случаев — неоднократные повторные проявления рифтообразования в пределах одних и тех же зон. Так, в Африкано-Аравийском рифтовом поясе грабенообразные впадины возникали и возрождались в среднем палеозое (Суэцкий грабен), в конце палеозоя — раннем мезозое и в мелу (в южной части пояса) и кайнозое, в Байкальском — в кембрии, мезозое и позднем кайнозое, в Северо-Атлантическом — в среднем, позднем палеозое и с конца мезозоя до современности, в разных частях Рейнского пояса — в конце силура — начале девона, перми (грабен Осло), мезозое и кайнозое и т. п.

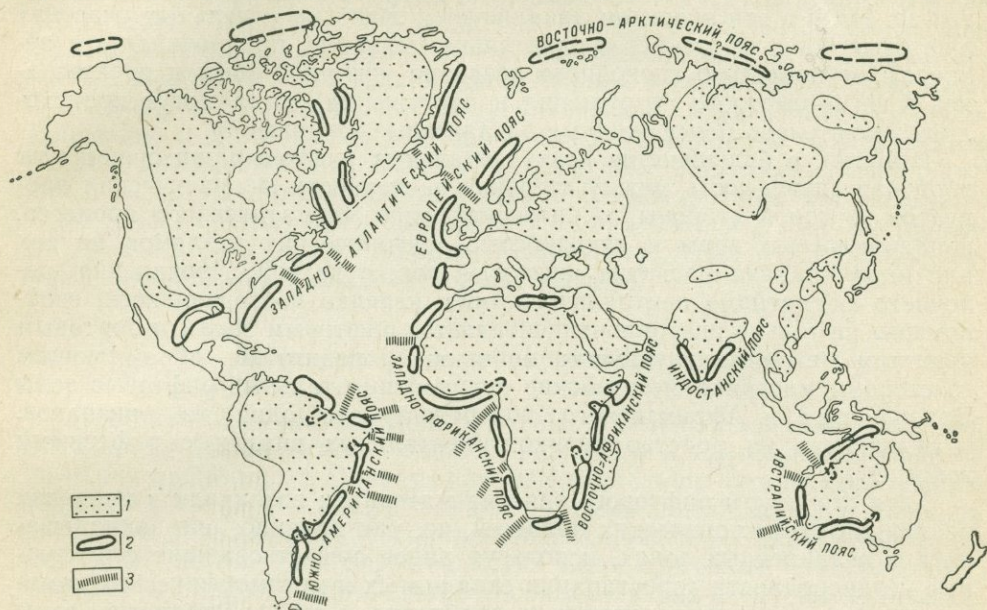


Рис. 67. Схематическая карта распространения паралиагеосинклиналей (периконтинентальных впадин). По В. Е. Хайну, Б. А. Соколову, Я. Г. Кацу (1973 г.)

1 — древние платформы; 2 — паралиагеосинклинали; 3 — поднятия океанического дна

Но эпохи образования или регенерации грабенов представляют лишь отдельные наиболее «эффектные», но сравнительно кратковременные фазы в длительном процессе тектоно-магматического развития многих континентальных рифтовых зон и поясов*. Между этими фазами они переживают нередко продолжительное, устойчивое сводовое поднятие, часто почти не оставляющее других геологических документов, кроме глубокого денудационного среза. В такие эпохи могут формироваться вулканоплутонические массивы центрального типа, образованные кислыми щелочными породами, либо щелочно-ультрабазитовой ассоциацией пород, нередко с участием карбонатитов. Проявления щелочного магматизма отвечают длительным стадиям подспудного, эмбрионального развития или «созревания» будущих рифтовых зон и могут на десятки, иногда даже на первые сотни миллионов лет предварять главные пароксизмы рифтообразования в континентальных рифтовых поясах. Так, в Байкальском поясе проявления щелочного магматизма относятся к

* Поэтому термин «рифтогенез» нельзя считать полно и всесторонне отражающим содержание развития рассматриваемых зон, и мы пользуемся им лишь в силу существующей традиции.

среднему — позднему палеозою и мезозою, в северной части Африкано-Аравийского пояса — к палеозою, мелу и палеогену, в его средней и южной частях — к позднему протерозою — началу палеозоя, мелу, палеогену и миоцену, в рифтовой зоне Св. Лаврентия — к раннему, позднему палеозою и позднему мезозою, в Рейнской рифтовой зоне — к концу мела и т. д. Формирование щелочных массивов центрального типа протекает весьма медленно, в течение многих миллионов и даже десятков миллионов лет, причем количество магматического материала, выносимого на поверхность и в верхние этажи коры сводового поднятия, незначительно. Как правило, эти массивы не приурочены к протяженным разломам, которые обнаруживали бы активность в эпоху «созревания» будущей рифтовой зоны.

Щелочной магматизм может также сопутствовать и эпсхам рифтогенеза. Но и в эти эпохи он локализуется лишь на отдельных участках рифтовых зон и протекает сравнительно медленно, приурочиваясь к периодам относительно спокойного развития рифтовой зоны и прекращаясь в фазы быстрого погружения и растяжения, когда могут происходить значительно более мощные базальтовые извержения.

В целом, в большинстве континентальных рифтовых зон существует обратная зависимость между степенью щелочности магматических продуктов, с одной стороны, и интенсивностью магматического процесса, проницаемостью коры и активностью тектонических разломов на тех или иных стадиях развития рифтовых зон, с другой. Проявления щелочного магматизма центрального типа, нередко повторяющиеся, свойственны не только внутриконтинентальным рифтовым зонам и бортовым участкам межконтинентальных, но также и поднятиям, обрамляющим со стороны материка мезозойские периконтинентальные рифтовые зоны Бразильского и Африканского побережий; это один из признаков, указывающих на родство периконтинентальных впадин с рифтовыми зонами.

Хотя структуры рифтового типа на материках возникали в пределах различных геотектонических областей, но, как правило, они закладывались в ослабленных зонах, используя ранее существовавшие структурные неоднородности (простираения складчатых и метаморфических комплексов, древние зоны разломов и дробления и пр.). Рифтовые зоны (в особенности щелевого типа), возникавшие на древних платформах, приурочивались к протерозойским линейным складчатым зонам, разделенным «жесткими», малоподатливыми для развития в них рифтогенеза архейскими глыбами с овоидными структурами метаморфического фундамента. Другие рифтовые зоны, развитие которых сопровождалось сводообразованием и мощным вулканизмом, закладывались в пределах областей длительного поднятия и повторной тектоно-магматической регенерации типа Мозамбикского или Яблоново-Станового пояса. Явления сводово-вулканического рифтогенеза представляют, по-видимому, лишь одно из проявлений (или одну из стадий) развития подобных поясов. Для рифтовых зон, возникающих в их пределах, характерна относительно небольшая величина растяжения, которое могло временно даже сменяться сжатием.

Процесс рифтогенеза мог развиваться также в отмирающих или недавно отмерших геосинклинальных поясах, непосредственно следуя в них за завершающей складчатостью и орогенезом. В этом случае рифтогенные структуры чаще всего оказывались рассредоточенными в пределах широкой полосы растяжения и представляли совокупность многих взаимопараллельных грабенов и горстов (клавиатуру блоков). Существование эпиорогенных рифтовых зон и поясов в некоторых случаях было непродолжительным и сменилось более спокойным платформенным режимом (Западно-Сибирская триасовая рифтовая система), в других случаях оно, то затухая, то вновь усиливаясь, продолжалось

в течение нескольких сотен миллионов лет, как, например, в Северо-Атлантическом рифтовом поясе, возникшем в девоне и развивающемся до настоящего времени.

Если большая длительность существования и периодическая регенерация свойственна многим типам рифтовых зон, то правомерно допустить, что эти качества могут быть присущи и таким крупнейшим областям современного рифтогенеза, как внутриокеанические рифтовые пояса, т. е. что последние не возникли «где попало», а наследовали существовавшие ранее рифтовые зоны, либо зоны, благоприятные для развития рифтогенеза. Это особенно вероятно в отношении Срединно-Атлантического рифтового пояса, являющегося непосредственным южным продолжением эпикаледонского рифтового пояса Северной Атлантики и обрамляемого субпараллельными берегам Атлантики зонами герцинской (Аппалачи, Марокканский Атлас), байкальской (Восточная Бразилия и Западная Африка) и среднетриасовой, т. е. позднегерцинской, складчатости (капиды Южной Африки и гондваныды Аргентины) и позднепротерозойской тектоно-магматической активизации. Правдоподобно оно и в отношении рифтового пояса западной части Индийского океана, наложенного на меридиональный пояс байкальской складчатости и тектоно-магматической активизации. Субширотный рифтовый пояс южной части Индийского океана также обрамляется с юга (Антарктида) и с севера (Южная Африка, Мадагаскар, Южная Австралия) зонами гренвилльской и байкальской активизации.

Рифтогенез и геосинклинальный процесс

Проблема взаимоотношений рифтовых и геосинклинальных областей и процессов их развития — один из важных и дискуссионных аспектов изучения рифтогенеза. Современные рифтовые зоны Земли, образующие мировую рифтовую систему, близки по своей общей длине и площади к системе кайнозойских геосинклинальных поясов, на значительной части своего протяжения переживающих ныне орогенный этап развития. Обе эти системы представляют основные тектонически, магматически, термически активные современные зоны земного шара, находящиеся в динамическом взаимодействии.

На характер их соотношений существуют разные взгляды. Согласно одному из них, эти пояса являются областями проявления двух принципиально различных, даже противоположных, но как бы взаимно уравновешивающих друг друга процессов. Свое крайнее выражение этот взгляд получил в геодинамической модели Земли, принятой в гипотезе «тектоники плит», где рифтовые пояса рассматриваются как поверхностное выражение восходящих ветвей (зон «спрединга»), а геосинклинальные — как выражение нисходящих ветвей (зон всасывания или «субдукции») нескольких глобальных конвективных ячеек, в которых совершается «кругооборот» вещества мантии Земли. Согласно другому взгляду (Дж. Дьюи, Дж. Берд, 1974; Зоненшайн, 1972), рифтовые, геосинклинальные и орогенные пояса представляют собой области проявления различных стадий единого геосинклинального процесса. В общем этот процесс начинается с интенсивного растяжения, приводящего к новообразованию зоны с океанической корой (рифтогенеза), которая в дальнейшем погрузится в ложе эвгеосинклинали. Последняя испытывает глубокое погружение, компенсируемое седиментацией, а также выносом на поверхность и «пропитыванием» недр геосинклинали магматическим материалом, а в дальнейшем подвергается сжатию, приводящему к раздавливанию содержимого геосинклинали и подъему ее поверхности. Три основные категории современных активных зон — океанические хребты (или их аналоги), островные дуги и молодые складчатые

сооружения — рассматриваются Л. П. Зоненшайном в эволюционной последовательности как эквиваленты составных частей геосинклинальных областей прошлого на разных стадиях их развития.

Геосинклинальные области отличаются от рифтовых большей сложностью и разнообразием движений и деформаций, происходящих на разных стадиях развития и в разных их зонах. Движения в областях рифтогенеза представляют сочетание растяжения той или иной интенсивности и общего воздымания (от нулевого до подчас весьма значительного), очевидно, связанного с подъемом и разуплотнением глубинного материала. Для геосинклинальных областей характерны сложные сочетания погружения (в целом преобладающего в их развитии) и поднятия, сжатия (также, по-видимому, в целом преобладающего) и растяжения. В течение собственно геосинклинального этапа резко доминирует значительное погружение, но оно протекает как в условиях некоторого растяжения (в частности, в периоды подводных извержений), так и некоторого сжатия (в течение отдельных фаз складкообразования), причем в ряде случаев может иметь место компенсация растяжения и сжатия в различных зонах. Чередование фаз существенного растяжения и сжатия в пределах одной и той же зоны особенно отчетливо выступает в развитии офиолитовых зон геосинклинальных областей. В течение орогенного этапа в пределах складчатых сооружений, возникших на месте геосинклиналей, доминирует воздымание, сопровождаемое обычно некоторым сжатием, в краевых прогибах — погружение, также сопровождаемое сжатием в их внутренних зонах и иногда некоторым растяжением во внешних. В междугориях, в частности в пределах срединных массивов, имеет место либо умеренное поднятие, либо погружение (или сложное сочетание глыбовых поднятий и опусканий отдельных участков), но эти вертикальные движения происходят, как правило, в условиях растяжения. В областях эпиплатформенного орогенеза (дейтероорогенеза) преобладает или полностью господствует воздымание, часто сопровождаемое некоторым сжатием.

Таким образом, план деформаций в пределах геосинклинальных областей отличается большой сложностью и значительно изменяется на протяжении геосинклинального «цикла». В рифтовых областях этот план более прост и не сходен с планом деформаций ни в одной из зон или стадий развития геосинклинальных областей и во многих внутриконтинентальных эпиплатформенных, а также некоторых межконтинентальных рифтовых областях выдерживается на протяжении эпох, не уступающих или даже превосходящих по длительности геосинклинальные «циклы», хотя интенсивность растяжения и поднятия со временем может сильно изменяться. Эти отличия позволяют считать, что типичные мезо-кайнозойские внутриконтинентальные эпиплатформенные рифтовые зоны, а также образующиеся на месте наиболее «зрелых» из них межконтинентальные рифтовые зоны, отражают особую, однонаправленную, длительно сохраняющуюся тенденцию тектонического развития, не свойственную геосинклиналям, и потому не могут рассматриваться как начальная стадия геосинклинального процесса. Щелочной магматизм, свойственный эпиплатформенным рифтовым зонам, также резко отличен от инициального магматизма геосинклиналей. Вместе с тем, наиболее древние из «рифтовых зон» платформ — позднепротерозойские и отчасти палеозойские авлакогены — закладывались и развивались в несомненной связи с развитием обрамляющих эти платформы геосинклинальных поясов. Во многих случаях они представляли слепые «выросты» последних в тело соседней платформы или же их узкие второстепенные ветви, срезающие угол платформы и связывающие два сближающихся геосинклинальных пояса, либо, наконец, грабены в теле платформы, параллельные краю соседней геосинклинали и, вероятно, возникшие под влиянием происходящих в ней процессов. В наиболее

древних из авлакогенов (рифейских) вулканизм в большинстве случаев еще не имел щелочного характера. Преобладающая тенденция к поднятию, свойственная большинству мезо-кайнозойских рифтовых зон в целом (за исключением грабенов), в зонах авлакогенов была выражена слабо, или погружения даже преобладали над поднятиями. Тенденция к растяжению проявлялась, но на поздних стадиях развития авлакогенов нередко происходили и складчатые деформации, связанные со сжатием. В отношении отдельных позднепротерозойских и палеозойских тектонических зон решение вопроса об отнесении их к числу авлакогенов, далеко продвинувшихся в своем развитии, или недоразвитых миогеосинклинальных прогибов, также закладывающихся на континентальном (в том числе платформенном) субстрате, — вызывает серьезные затруднения.

Наиболее крупные и глубокие из авлакогенов по мощностям отложенных не уступали миогеосинклинальным прогибам и завершали свое развитие более или менее интенсивными линейно-складчатыми деформациями. Примером может служить восточная часть Днепровско-Донецкого прогиба. Вместе с тем, на ранней (девонской) стадии развития он представлял грабенообразную структуру, морфологически и формационно близкую к мезо-кайнозойским континентальным рифтовым зонам и вполне тождественную им по составу магматических образований (щелочно-базальтовые и щелочно-гипербазитовые комплексы). Еще большим сходством с узкими геосинклинальными прогибами обладали ранне- и среднепротерозойские «палеоавлакогены», выделяемые некоторыми исследователями на Европейской и Сибирской платформах.

Таким образом, самые ранние из тектонических структур, которые можно отнести к категории континентальных рифтовых зон или близких к ним образований, обнаруживают определенную связь с соседними геосинклинальными зонами и родство с недоразвитыми, эмбриональными геосинклинальными прогибами. Но в процессе геологической истории связь эпиплатформенных рифтовых зон с геосинклинальными поясами и их сходство с отдельными тектоническими структурами последних постепенно все более утрачивается. Однако еще в мезозое некоторые более или менее типичные рифтовые зоны (непосредственно или даже уже вовсе не связанные с геосинклинальными поясами) в конце своего развития подвергались складчатым (грабен Бенуэ) или надвиговым деформациям (грабены Западного Забайкалья, южной части Алданского щита). Подобные деформации в кайнозойских рифтах уже более не встречаются.

Многие мезо-кайнозойские и кайнозойские эпиплатформенные рифтовые зоны обнаруживают тесную связь с одновременно развивавшимися океаническими впадинами и нередко являются рвами, отходящими от них в тело соседних платформ.

Эпиорогенные рифтовые зоны и пояса тесно связаны в структурном и историко-геологическом отношении с геосинклинальными поясами, на месте которых они возникают непосредственно после окончания орогенного этапа или даже начинают зарождаться в течение этого этапа. Однако эта последовательность развития — геосинклинальная область → орогенная область → рифтовая область — противоположна той, которая предполагается исследователями, считающими рифты выражением начальной фазы геосинклинального процесса. В действительности, эпиорогенный рифтогенез, наоборот, завершает геосинклинальный процесс. Наиболее яркие его проявления установлены в среднем и позднем палеозое в Северо-Атлантическом эпикаледонском поясе, в триасе — в эпигерцинских областях Западной Сибири и Аппалач и в позднем кайнозое — в эпимезозойской области Кордильер. Конечно, можно было

бы предположить, что заключительный, рифтогенный этап геосинклинального развития является вместе с тем началом следующего геосинклинального «цикла». Однако в действительности дальнейшее развитие областей эпиорогенного рифтогенеза шло совсем другими путями. В одних случаях (как, например, в Северной Атлантике) эпиорогенный рифтогенез впоследствии сменился фазой относительно спокойного «квазиплатформенного» развития (мезозой), затем — мощными трапповыми излияниями, сопровождавшимися значительным погружением и общим растяжением (палеоген), и, наконец, возникновением рифтовых зон океанического типа. В других случаях (в Западной Сибири) за эпиорогенным рифтогенезом последовал довольно длительный (более 150 млн. лет), продолжающийся до наших дней период платформенного развития; возможно, это было связано с изолированным относительно основных позднемезозойских и кайнозойских рифтовых поясов положением, в котором оказалась Западно-Сибирская область раннемезозойского рифтогенеза*.

Для постулирования возможности превращения внутриокеанических рифтовых поясов в геосинклинальные пояса или в их эвгеосинклинальные зоны пока нет достаточных оснований. Современные рифтовые пояса океанов относительно молоды. Мы не можем утверждать, что подобные структуры существовали до мезозоя (тогда как геосинклинальный процесс развивается с докембрия), и нет никаких свидетельств перерождения каких-либо участков внутриокеанических рифтовых хребтов в геосинклинальные зоны. В петрохимическом отношении, как показали Ю. М. Шейнмани, Л. В. Дмитриев, Т. И. Фролова и Г. Б. Рудник и др., как основные, так и ультраосновные породы океанических хребтов отличаются от соответствующих пород эвгеосинклиналей.

Примерное равенство длины и площади современных океанических рифтовых поясов и геосинклинально-орогенных поясов вряд ли правомерно переносить на глубокое геологическое прошлое — на палеозой и, тем более, на протерозой. В позднем протерозое и палеозое общая длина и площадь геосинклинальных зон была значительно больше, чем в мезо-кайнозое, а сеть этих зон — гуще, плотнее. В рифее, а в Северном полушарии — и в палеозое эти зоны разделялись не огромными пространствами материков и океанов с их рифтовыми хребтами, как ныне, а сравнительно небольшими платформами (Европейской, Сибирской, Китайской и пр.). Поэтому то «равновесие» между геосинклинальными и рифтовыми поясами и их закономерное чередование на поверхности Земли, какое мы наблюдаем сейчас, не могло существовать, а для самостоятельной густой сети рифтовых зон не было места.

Можно предположить, что те функции главных зон растяжения и подъема глубинного материала, уравнивающих опускание и сжатие в геосинклинальных поясах, которые «приняли на себя» в мезо-кайнозое рифтовые пояса и зоны, в палеозое и протерозое осуществлялись геосинклинальными поясами и, следовательно, «спектр» тектономагматических процессов, движений и деформаций в древних геосинклиналях был еще богаче и разнообразнее, чем он стал в мезозое и кайнозое. В частности, в геосинклиналях рифея и палеозоя играли большую роль и обладали большим масштабом явления горизонтального растяжения на ранних стадиях их развития и соответственно сжатия на поздних, в пределах геосинклиналей могли подниматься к поверхности большие массы глубинного материала. Иными словами,

* Поэтому Кордильерская эпиорогенная рифтовая система имеет более «благоприятные» перспективы для своего развития в направлении дальнейшего разрушения континентальной коры (уже начавшегося в зоне Калифорнийского залива) и последующего перерождения в область океанического рифтогенеза.

самостоятельные мезо-кайнозойские рифтовые и геосинклинальные («неогеосинклинальные») пояса и зоны, возможно, представляют результат «расщепления» и пространственного обособления на площади Земли тех процессов, которые на более раннем этапе ее развития — в рифее и, отчасти, в палеозое происходили в пределах единых «палеогеосинклинальных» (или геосинклинально-рифтовых) поясов. В пользу этих предположений говорят такие факты, как отщепление рифейских и, отчасти, палеозойских авлакогенов от типичных геосинклиналей, взаимные переходы между ними, проявления линейной складчатости в рифейских и палеозойских авлакогенах, нормально-базальтовый, а не щелочной вулканизм в рифейских авлакогенах, «промежуточный» тектонический характер дорифейских палеоавлакогенов и т. п. В качестве проявления унаследованности от общего древнего «корня» может, вероятно, рассматриваться, приуроченность значительной части современной мировой рифтовой системы к тем зонам, где в позднем протерозое и палеозое располагались межконтинентальные или межплатформенные геосинклинальные пояса.

В современном тектоническом плане Земли альпийские геосинклинально-орогенные пояса и мировая система рифтовых поясов в качестве главных зон преобладающего сжатия и растяжения нашей планеты находятся в определенном глобальном «равновесии»; признание этого составляет, вероятно, основное «рациональное зерно» концепции «тектоники плит». На большей части своего протяжения главные «стволы» этих подвижных поясов простираются на значительном удалении друг от друга и нередко приблизительно параллельно. Так, например, грубо параллельно друг другу простираются рифтовые пояса Арктического и Индийского океанов и субширотный Средиземноморско-Индонезийский геосинклинально-орогенный пояс, субмеридиональные рифтовые пояса южной части Атлантического и юго-восточной части Тихого океанов и геосинклинально-орогенный пояс Анд. Там же, где главные стволы современных рифтовых и геосинклинально-орогенных поясов начинают сближаться под углами, близкими к прямому, геосинклинально-орогенные пояса вырождаются и затухают (например, Тихоокеанский пояс к юго-востоку от Аляски и к югу от Новой Зеландии, Средиземноморский пояс к западу от Гибралтара)*. Но боковые ответвления главных рифтовых поясов, а также второстепенные, континентальные рифтовые пояса и зоны с относительно небольшой амплитудой горизонтального расширения могут «уживаться» с соседними геосинклинально-орогенными поясами, вплотную подходя к ним и даже пересекая их, но при этом не нарушая их единства. Наиболее отчетливо это явление выражено на некоторых участках Средиземноморского пояса, где он пересекается Рейнско-Ливийским и северным окончанием Африкано-Аравийского континентальных рифтовых поясов. Подобное взаимопересечение длительно существующих тектонических поясов различного типа, с разными тенденциями развития приводит к сложной интерференции собственных этим поясам деформаций в узлах их пересечения, но не обрывает и не разрушает их. Это явление служит одним из существенных аргументов против предполагаемого многими мобилистами значительного «раскрытия» зоны Тетиса в мезозое, которая якобы широко разверзалась в восточном направлении, ибо в этом случае ее пересечение длительно существовавшими долготными поясами было бы невозможным. «Утыкание» в современный эпигеосинклинально-орогенный пояс ответвлений рифтового пояса океана мы наблюдаем в юго-восточной части Тихого океана, где подводные сейсмически-активные хребты —

* Крупнейшие продольные разломы геосинклинального пояса продолжают в рифтовом поясе в виде пересекающих его трансформирующих разломов (в районе Азорских островов, к югу от о-ва Мадури и пр.).

Западно-Чилийский, Карнеги и Кокосовый, рассматриваемые рядом исследователей как ветви Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, достигают границы Тихоокеанской впадины с кайнозойскими орогеническими сооружениями Анд и Кордильер Центральной Америки. На участках «стыка» глубоководные желоба, отдаляющие эти сооружения от впадины Тихого океана (Перуанско-Чилийский и Центрально-Американский), имеют тенденцию вырождаться. Патагонский участок Южных Анд, в который «упирается» на востоке Западно-Чилийский рифтовый (?) хребет, обладает аномальными для Андийского сооружения чертами раздробления и горизонтального рассредоточенного растяжения, как бы «расползания». Аналогичное явление наблюдается в прибрежной зоне Канадских Кордильер, где в них под острым углом упирается северное окончание Восточно-Тихоокеанского рифтового хребта — хребты Хуан-де-Фука и Эксплорер. На продолжении субширотной оси Южно-Чилийского поднятия к востоку от Анд находится целая зона поднятий (Десеадо, Фольклендское и др.), уходящая в пределы Южной Атлантики на 2 тыс. км. К восточному продолжению подводного хребта Карнеги приурочен участок наиболее резкого изменения структурного плана Андийского сооружения (стык Центральных и Северных Анд) и Экваторский район мощных проявлений позднекайнозойского вулканизма; к востоку от Анд в той же полосе лежит крупнейшая древняя широтная зона разломов Амазонки.

Таким образом, второстепенные рифтовые зоны с небольшой амплитудой растяжения, как континентальные, так, по-видимому, и океанические, могут вплотную подходить и даже пересекать разновозрастные им эпигеосинклинальные орогенические пояса, при этом не «разрушая» их, но трассируясь внутри них ундуляциями продольных структур, крупными поперечными трещинами растяжения, сбросами, грабенами, общим раздроблением и «расползанием». Все это указывает на ограниченный масштаб горизонтальных движений в пределах геосинклинальных поясов, пересекаемых рифтовыми поясами. Во взаимопересечении и взаимопроращении геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов в принципе нет ничего «противоестественного», поскольку основные направления позднекайнозойского горизонтального сжатия в первых поясах и горизонтального растяжения во вторых отличаются примерно на 90°. Однако если бы поперечное растяжение в рифтовом поясе было бы очень значительным, то геосинклинально-орогенный пояс был бы «подавлен» и разорван (подобное явление, возможно, имеет место к югу от Новой Зеландии).

Хотя горизонтальные перемещения в северной части Африкано-Аравийского рифтового пояса довольно значительны, но они приобретают здесь раздвиг-сдвиговый и даже сдвиговый характер, в основном происходят в субмеридиональном направлении и выражаются в относительном перемещении Аравийской глыбы к северу. Тем самым эти движения органически увязываются с проявлениями интенсивного горизонтального сжатия в прилегающей южной части Средиземноморского пояса; таким образом, кайнозойские складчато-покровные структуры Восточного Тавра, Загроса, рифтогенные структуры Красного моря и Аденского залива и сдвиговые структуры Левантинской зоны разломов образуют комплекс взаимосвязанных дислокаций.

Дальнейшее изучение явлений стыка и пересечения рифтовых и геосинклинальных поясов, несомненно, позволит выяснить соотношения рифтового и геосинклинального процессов и глубже понять их природу.

Рифтогенез и океаногенез

Рифтообразование и формирование и развитие впадин океанического типа представляют собой сложные комплексы геологических процес-

сов, взаимосвязанных, но лишь частично «перекрывающих» друг друга. Далеко не все типы рифтовых зон связаны с океаническими впадинами или имели тенденцию развиваться в направлении, ведущем к их возникновению. Для значительных частей современных океанов или впадин с корой океанического и субокеанического типа нет оснований предполагать, что их образование было связано с процессом рифтогенеза, по крайней мере мезо-кайнозойского (например, для северо-восточной части Индийского океана, котловины Бофорта в Северном Ледовитом океане, вероятно, для периферических зон «спокойного магнитного поля» Центральной Атлантики и пр.). То же относится, по-видимому, и к древней (?) впадине Тихого океана, скорее лишь переработанной в своей восточной части, но не созданной мезо-кайнозойским рифтогенезом. Вместе с тем, процессы развития многих рифтовых зон и значительных частей океанов находятся в тесной связи, о чем можно судить как по их пространственной сопряженности, так и на основании их одновременной значительной активизации в течение мезозоя. Внутриокеанические рифтовые пояса занимают особое место в структурном плане современных океанов и составляют значительную часть их площади. Их окончаниями и боковыми ответвлениями являются современные межконтинентальные и внутриконтинентальные рифтовые зоны. Наличие на континентах аналогичных им мезозойских и раннекайнозойских рифтовых зон и систем, обрывающихся у периферии океанов, позволяет предполагать, что они первоначально также могли иметь связь с одновозрастными им внутриокеаническими рифтовыми поясами. Еще более несомненной является пространственная и генетическая связь рифтовых зон, проникающих в глубь материков, с периокеаническими рифтовыми зонами, заложенными в эпохи «обновления» океанических впадин, главным образом в мезозое, при одновременном уменьшении общей площади и протяженности геосинклинальных поясов по сравнению с палеозоем. Все это, очевидно, свидетельствует о том, что наша планета вступила в мезозое в качественно новый этап геологической истории. Особенности мезо-кайнозойского этапа и, в частности, его определяющая роль в создании основных форм современного рельефа Земли были подчеркнуты И. П. Герасимовым и Ю. А. Мещеряковым (1964), В. В. Белоусовым (1968) и др.

Одновременно с активизацией процессов рифтообразования и началом «обновления» океанических впадин на рубеже палеозоя и мезозоя резко усиливается вулканическая деятельность на континентах, продолжающаяся в течение мезозоя и кайнозоя. По крайней мере, со середины мезозоя еще более грандиозные базальтовые извержения отмечаются на дне океанов. В течение палеозоя вулканическая активность на площади современных континентов была приурочена к геосинклинальным поясам, а начиная с девона — также к возникшим на их месте орогеническим областям; в пределах же платформ магматизм представлял очень редкое явление и отличался крайне незначительным масштабом. Это были либо проявления щелочно-базальтоидного и щелочно-ультрабазитового магматизма, связанного с развитием рифтовых и родственных им зон платформ (девон Днепровско-Донецкого авлакогена, пермь грабена Осло, щелочные массивы рифтовых зон Красного моря, Ньясской, Св. Лаврентия и пр.), либо весьма локальные проявления траппового вулканизма (девонские базальты и долериты Воронежской антеклизы, Тимана, Сибирской платформы). Но с конца палеозоя на ряде древних и отчасти молодых платформ проявляется исключительно мощный трапповый магматизм, выраженный в форме излияний, эксплозий и субвулканических инъекций (дайки, силлы, лакколиты и пр.) базальтовой магмы и ее производных. В конце перми — раннем триасе он проявился на Сибирской платформе, на Таймыре и в Западной Сибири (2—3 млн. км³), в позднем триасе — в Аппалачах, на Земле Франца-

Иосифа, в ранней юре — в Западной, Южной и Юго-Восточной Африке (не меньше 1 млн. км³) и Антарктиде, в середине юры — в Тасмании, в начале мела — на Земле Франца-Иосифа, в Бразилии (не меньше 1 млн. км³), Юго-Западной Африке, Австралии, в начале (?) и середине мела — в восточной части Индостана, в конце мела — начале палеогена — в западной части Индостана (не меньше 1 млн. км³), в течение палеогена — в северной части Атлантики, Гренландии и Баффиновом заливе (не менее 1 млн. км³), в неогене и антропогене — в Исландии, ряде районов Аравии, Северной Африки, на юге Южноамериканской платформы (Патагония), в Восточной Австралии и Западной Антарктиде. Суммарный объем продуктов этих извержений и субвулканических инъекций — не менее 8—10 млн. км³. В неоген-четвертичное время наблюдается некоторый спад траппового вулканизма по сравнению с мезозоем и палеогеном. Большинство крупных полей траппов располагается в пределах обширных глубоких синеклиз (или амфикилиз, по М. В. Муратову, 1972 г.) и, реже, грабенных, которые испытывали длительное погружение вплоть до пароксизма базальтовых извержений, как правило, приводивших к прекращению опусканий. Судя по обломочному, нередко грубообломочному составу пород и преобладанию континентальных осадков, предшествующих трапповому магматизму, их накопление происходило в условиях перекомпенсации погружения впадин аккумуляцией в них кластического материала и общего воздымания платформ. Об этом же говорит глубокорасчлененный рельеф субстрата гондванской серии и предположительно горный характер позднепалеозойского оледенения в ряде районов Африки, Индии и пр. Мощные трапповые извержения в глубоких впадинах платформы, вероятно, сопровождались существенным утоньшением и «утяжелением» их консолидированной коры и перемещением кверху поверхности М (например в центральной части Тунгусской синеклизы).

Мезо-кайнозойские трапповые извержения на разных платформах происходили не одновременно, а как бы «блуждали» по поверхности Земли, возникая то на одних, то на других материках (в триасе — преимущественно на северных, в юре и мелу — в основном на южных, в палеогене — опять на северных и в неогене — снова, главным образом, на южных). И во времени, и в пространстве мезо-кайнозойские трапповые поля континентов обнаруживают тесную связь с рифтовыми зонами. Однако лишь в некоторых случаях траппы непосредственно приурочены к рифтам, чаще всего эпирогенного типа (например, триасовые базальты Западной Сибири и Аппалач) или перекрывают рифтовые зоны (юрские траппы Мозамбикской впадины и палеоценовые траппы Индии), чаще же трапповый вулканизм развивается по соседству с рифтовыми зонами соответствующего времени. Помимо траппов, к мезо-кайнозое относятся соизмеримые с ними по суммарному объему (несколько миллионов квадратных километров) проявления кислого, среднего и в меньшей мере основного магматизма в пределах вулкано-плутонических поясов, простирающихся вдоль краевых зон Азии, Северной и Южной Америки, прилегающих к Тихому океану. С учетом этих образований контраст между слабым палеозойским и интенсивным мезо-кайнозойским магматизмом континентов оказывается еще более резким. Однако мощный мезо-кайнозойский вулканизм материков (общий объем продуктов которого составляет около 15 млн. км³, не считая вулканических об-

* Количество воды, выделяющейся при дегазации базальтовой магмы, составляет согласно А. П. Виноградову (1968), около 7% по весу или 20% по объему. Следовательно, мезо-кайнозойский базальтовый вулканизм на океанском дне увеличил водную массу океанов не менее чем на 60 млн. км³, или на 5%, что соответствует увеличению водного слоя на 200 м. Истинная величина прироста объема воды, вероятно, значительно больше, но тем не менее основная масса океанской воды, а следовательно, и океаны как глубоководные бассейны уже существовали задолго до мезозоя.

разований геосинклинальных областей), вероятно, более чем в 20 раз уступает синхронному ему базальтовому вулканизму океанов. Если допустить, что из общей площади дна океанов с окраинными морями (360 млн. км^2) 300 млн. км^2 выстлано мезо-кайнозойскими базальтами средней мощностью 1 км, то их объем составит 300 млн. км^3 . В действительности, учитывая среднюю мощность так называемого второго слоя океанической коры (1,5—2 км) и интенсивный вынос магматического материала в расширяющихся рифтовых зонах океанов, этот объем, по-видимому, значительно превышает указанные цифры.

Ареалы базальтовых извержений на площади океанов со временем либо перемещались, как на континентах, либо постепенно «фокусировались» в более узких зонах, прилегающих к внутриокеаническим рифтовым хребтам, а также на отдельных участках океанического дна в отдалении от них. Судя по данным, полученным в результате глубоководного бурения на дне океанов, ареалы развития базальтов, подстилающих осадочную толщу, в ряде мест примыкают к областям близкого или сходного по возрасту траппового вулканизма на суше. Так, например, в Бразилии и Юго-Западной Африке распространены раннемеловые базальты, уходящие в обоих районах под дно Южной Атлантики, и того же возраста базальты вскрыты бурением в районах Атлантического океана, прилегающих к берегам Африки и Южной Америки. Раннемеловые базальты вскрыты бурением на востоке Индийского океана близ Австралии и присутствуют в разрезе впадины Перт на ее западном побережье. Палеоценовые базальты покрывают западную часть Индостана, флексурообразно погружаются на его западном берегу под воды Индийского океана и вскрываются бурением в прилегающей к Индии северо-западной части этого океана. Палеогеновые базальты на восточном берегу Гренландии также образуют резкую флексуру и скрываются под дном Северной Атлантики, «выглядывают» из-под него на Фарерских островах и банке Роколл и появляются на другом борту Атлантики, на Британских островах и т. д. При этом в некоторых случаях весьма вероятно, что меловые или палеогеновые базальтовые лавы в периферических зонах океанов подстилаются более древними — мезозойскими, а в некоторых районах еще более древними осадочными толщами вплоть до позднего палеозоя (Мозамбикский прогиб) и даже среднего или раннего палеозоя (приавстралийская часть Индийского океана). Можно предполагать, что в океанах, как и на материках, в мезозое и кайнозое имела место значительная активизация базальтового вулканизма, которая должна была сопровождаться некоторым увеличением площади вулканических областей, вызванным растяжением, а также проседанием ложа океанов и расширением их границ за счет раздробления и опускания краевых частей смежных континентов. Одновременно с этими извержениями или вслед за ними во внутренних зонах океанических бассейнов возникали или активизировались рифтовые зоны и пояса, в которых имели место более существенное, узко локализованное и четко ориентированное горизонтальное растяжение и подъем значительных масс аномально нагретого глубинного мантийного материала.

Часть извержений базальтов в океанах приурочена к их рифтовым зонам, однако другая и, возможно, даже большая их часть изливалась и местами продолжает изливаться вне рифтовых зон, в пределах «талассократонов», т. е. обширных областей океанов, испытывавших слабое, рассредоточенное горизонтальное растяжение. В этих областях мезозойские и раннекайнозойские базальтовые покровы могут подстилаться, а в ряде районов — несомненно подстилаются более древними отложениями, подобно тому как это имеет место в синеклизах платформ, ставших впоследствии ареной траппового магматизма. Рифтовая и вне-

рифтовая обстановки проявлений мезо-кайнозойского базальтового вулканизма в океанах аналогичны таковым проявлениям траппового вулканизма на континентах, например, в Сибири, в раннем триасе: в Тунгусской синеклизе они происходили в обстановке слабого, рассредоточенного и разноориентированного растяжения и общего унаследованного погружения, а в Западной Сибири сопровождались и завершались более значительным горизонтальным растяжением в широтном направлении и возникновением широкой меридиональной рифтовой системы, выраженной в магнитном поле полосовидными аномалиями, напоминающими магнитное поле океанических рифтовых зон.

Есть основания предполагать, что на ранних стадиях мезо-кайнозойского этапа океаногенеза на площади современных океанов преобладали мощные ареальные базальтовые излияния и компенсационные погружения, а затем внутри океанических бассейнов обособились и стали разрастаться линейно вытянутые зоны, в которых происходили значительное растяжение и подъем и вынос на поверхность глубинного материала. Подобная последовательность установлена, например, в Северной Атлантике, разные участки которой неоднократно подвергались рифтогенезу, начиная со среднего палеозоя до кайнозоя. В этой области в течение палеогена на огромной площади, частью в наземных, частью в подводных условиях происходили массовые извержения базальтов, образовавшие покров мощностью до нескольких километров; затем в миоцене излияния сосредоточились во внутренней зоне этого пояса — на территории Исландии и ее шельфе, а в плиоцене — антропогене в пределах этого острова наметились две кулисно расположенные зоны растяжения, грабенообразования и вулканической активности, подставляемые также сравнительно юными и узкими внутриокеаническими рифтовыми хребтами — Рейкьянес и Кольбейнсей. Таким образом, вынос тепла и глубинного базальтового материала и растяжение, имевшие в палеогене ареальный характер, постепенно сосредоточиваются во все более узкой линейной внутренней зоне Северной Атлантики (или в нескольких зонах в Исландии)*.

В областях интенсивного траппового магматизма отмечается существенное сокращение мощности консолидированной коры и подъем поверхности М (Тунгусская синеклиза) или даже полное отсутствие «гранитного» слоя (Колумбийское плато), отражающее «утяжеление» литосферы в подобных областях. Аналогичное явление, но более локальное и резко выраженное, имеет место в рифтовых зонах континентов, где растяжение, подъем мантийного материала и его поступление в кору носит более сосредоточенный характер. Естественно полагать, что в пределах периферических областей океанов, которые в мезозое или палеогене подверглись, вероятно, значительно более мощному базальтовому магматизму как в форме излияний, так и в форме густого «пропитывания» литосферы продуктами основной магмы, переработка коры должна была быть еще более значительной. В эпохи мощных ареальных базальтовых извержений земная кора океанических впадин (как и трапповых бассейнов) должна была испытывать рассредоточенное растяжение в различных направлениях — как вкрест границ океанических впадин и материков, так и вдоль них. По-видимому, именно с растяжением океанского ложа в последнем направлении можно связать возникновение в прилегающих частях материков многочисленных поперечных или косых по отношению к их краям грабенов, расширяющихся и углубляющихся в сторону соседних океанических впадин и затухаю-

* Подобный процесс А. Е. Святловский (1973) назвал «телескопированным рифтогенезом». Однако, начальная стадия этого процесса — стадия ареального базальтового магматизма и опусканий — не вполне отвечает понятию рифтогенез. — *Прим. автора.*

щих в глубине континентов, а также таких вдающихся в край континента глубоководных субокеанических впадин, как Бискайский залив. Эти грабены, вероятно, активно «жили» в периоды мощного ареального базальтового магматизма и отмирали, когда растяжение и проявления вулканизма сосредоточивались во внутренних зонах океана.

Таким образом, рифтогенез является важным, но не единственным «механизмом» формирования и «обновления» океанических бассейнов в мезо-кайнозойе. Не меньшую роль играли в развитии океанов тесно связанные с рифтогенезом и предшествовавшие ему ареальные извержения и «пропитывание» растягивающейся земной коры на огромных пространствах океанов базальтовым материалом в виде покровов, силлов, даек и пр., т. е. явления, некоторое подобие которых мы наблюдаем в областях траппового магматизма материков. Изложенные представления близки к концепции В. В. Белоусова, считающего, что «плато-базальтовый вулканизм, рифтообразование, эвгеосинклинальный офиолитовый вулканизм и полная базификация континентальной коры, приводящая к океанизации, представляют родственные явления, отражающие или разные стадии одного и того же процесса, или разные его выражения, зависящие от характера реакции коры и литосферы в целом на воздействие расплавленного материала верхней мантии» (Белоусов, 1973). Однако, с нашей точки зрения, все перечисленные процессы протекают в обстановке горизонтального растяжения (более или менее значительного или слабого, одно- или разнонаправленного сконцентрированного в узкой линейной зоне или рассредоточенного в пределах обширной области), которое должно либо компенсироваться одновременно протекающими процессами сжатия в других, в том числе смежных областях Земли, либо представлять собой реакцию земной коры на увеличение радиуса Земли в определенную геологическую эпоху.

Тот факт, что рифтогенез и ареальный базальтовый магматизм в палеозое, по крайней мере на площади нынешних континентов, проявлялись незначительно, а в мезо-кайнозойе достигли огромной интенсивности и постепенно охватили большую часть поверхности Земли, говорит о резком переломе в развитии нашей планеты на рубеже палеозоя и мезозоя. Не исключено, что значительная активизация рифтогенеза и вулканизма в течение мезозоя и кайнозоя могла быть связана с некоторым увеличением в это время радиуса Земли, предполагаемым рядом исследователей.

Огромные объемы продуктов мезо-кайнозойского базальтового магматизма, распространенных как на большей части площади океанов, так и на значительных участках континентов, свидетельствуют о том, что генерация магмы в течение мезозоя и кайнозоя в верхней части оболочки Земли происходила почти повсеместно, хотя и в различном масштабе и не повсюду одновременно, и процессы ее выплавления захватывали «слой» верхней мантии толщиной во многие десятки километров. Астеносфера под огромными областями мощного ареального вулканизма, очевидно, была аномально разогретой, пластичной (местами частично расплавленной) и утолщенной, а ее кровля — приподнятой; тем самым, в эпохи массовых базальтовых извержений в соответствующих обширных областях океанов и континентов возникали наиболее благоприятные условия для осуществления горизонтальных перемещений литосферных блоков по поверхности значительно менее вязкой астеносферы, как правило, в разные стороны от центральных зон областей с аномально нагретой, пластичной и мощной астеносферой, в которых возникали (или активизировались) океанические рифтовые зоны.

Идея о возможной связи явлений горизонтального скольжения блоков литосферы с моментами разогрева, размягчения и плавления астеносферного слоя в какой-то мере возвращает нас к высказанным почти полвека назад представлениям Дж. Джоли (1929). Однако этот иссле-

дователь допускал существование фаз одновременного и повсеместного разогревания и расплавления субстрата литосферной оболочки Земли; судя же по перемещению областей ареального вулканизма и рифтогенеза, можно предполагать, что зоны проявления горизонтальных перемещений «блуждали» по поверхности планеты, что должно было сильно ограничивать масштаб подобных локальных перемещений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ*

- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых долин. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 4, с. 58—73.
- Архангельская В. В. Щелочной магматизм и тектоника северной части Байкальской горной области. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 67—79.
- * Байкальский рифт. — Сб. статей (гл. ред. Н. А. Флоренсов). М., «Наука», 1968, 184 с.
- Баскина В. А. Магматизм Исландии. — «Сов. геология». 1971, № 1, с. 94—108.
- Баскина В. А. К тектонической позиции Исландии. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 24—36.
- Бедерке Е. Развитие европейских рифтов. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 128—131.
- Безери А. Мадагаскар. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 464—473.
- Бейкер Б. Х. Структура южной части Африканской рифтовой системы. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 459—464.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 17—30, № 4, с. 24—34.
- Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 3, с. 3—18.
- Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, № 4, с. 92—114.
- Белоусов В. В. О причинах эндогенных процессов. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1973, № 2, с. 20—36.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — В сб.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 60—69.
- Белоусов В. В. Некоторые общие проблемы рифтообразования. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. III. М., «Наука», 1974, с. 254—269.
- Белоусов В. В., Дзоденидзе Г. С. Проблема «базальты плато». — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1966, с. 145—164.
- * Белоусов В. В., Милановский Е. Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1975, № 3, с. 81—98.
- * Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. Мировая система больших грабенов. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 7—39.
- Беляевский Н. А. Тектоника и магматизм грабена Осло. — В кн.: Проблемы геологии на XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 256—275.
- Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов (перевод с англ.). М., «Мир», 1972, с. 320.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. — «Сов. геология», 1964, № 9, с. 3—28.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1973, 328 с.
- Боголепов К. В., Яншин А. Л. К современным представлениям об образовании впадин байкальского типа. — «Геология и геофизика», 1970, № 5, с. 18—25.
- Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности докембрийских активизированных зон Африки. — «Геотектоника», 1970, № 6, с. 13—22.
- Бочкарев В. С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. — «Труды Зап. Сиб. НИГНИ», вып. 63, М., «Недра», 1973, 128 с.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии (перевод с англ.). М., «Мир», 1970, 348 с.
- Буданов В. И. Тектоническое размещение щелочных комплексов Северо-Восточной Африки (Аравийская и Нубийская пустыни). — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 10, с. 10—30.
- Бурек П. Влияние процессов раздвигания морского дна в Аденском заливе и Красном море на структуру Аравийского щита. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974, с. 26—37.

* Работы, в которых приведена обширная библиография по вопросам, связанным с рифтогенезом, помечены звездочкой. Для переизданных в СССР работ зарубежных авторов даются ссылки лишь на русский перевод.

- Булмасов А. П. Некоторые особенности геофизических полей и структура земной коры Прибайкалья. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 113—123.
- Булмасов А. П., Горностаев В. П., Мандельбаум М. М. Глубинные магнитотеллурические зондирования в Прибайкалье. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 140—147.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения данной коры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80. М., «Наука», 1963, с. 5—33.
- Бюролле П. Ф. Тунис. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 75—85.
- Бюролле П. Ф., Манье Ф., Майерштейн Т. Ливия. — В кн.: Тектоника Африки (ред. Шуберт Ю., Фор-Мюре). М., «Мир», 1973, с. 333—340.
- Бютлер Х. Девонские отложения центральной части Восточной Гренландии. — В кн.: Геология Арктики (перевод с англ.). М., «Мир», 1964, с. 121—137.
- Вегенер А. Происхождение материков и океанов (перевод с немец.). М.-Л., ГИЗ, 1925, 148 с.
- Венк Э. Третичные отложения Гренландии. — В кн.: Геология Арктики (перевод с англ.). М., «Мир», 1964, с. 173—180.
- Вимменауэр В. Изверженные породы и карбонаты Кайзерштуля. — В кн.: Карбонаты (перевод с англ.). М., «Мир», 1969, с. 195—215.
- Виллис Б. Проблема Мертвого моря (рифтовая или рамповая долина). Перевод с англ. М., ОНТИ, 1934, 56 с.
- Воронов П. Б. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968, 124 с.
- * Восточно-Африканская рифтовая система, т. I. — В кн.: Основные черты строения (стратиграфия), 264 с.; т. II, Гипергенные образования (геоморфология, неотектоника), 260 с.; т. III, Геохимия, сейсмология (основные результаты), 288 с. М., «Наука», 1974. Авторы: Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Добровольский Е. Е., Капица А. П., Логачев Н. А., Милановский Е. Е., Поляков А. И., Рыкунов Л. Н., Седов В. В.
- Вундерлих Г. Г. Новейшая тектоника в области Рейнского грабена (перевод с немец.). — В кн.: Живая тектоника. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 99—117.
- Гамильтон У., Майер У. Б. Кайнозойская тектоника Запада США (перевод с англ.). — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 181—192.
- * Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев, «Наукова думка», 1974, 160 с.
- Геология Арктики. Сборник докладов (перевод с англ.). М., «Мир», 1964, 516 с.
- Геология и нефтегазоносность Индии. Под ред. Л. П. Матура и П. Эванса (перевод с англ.). М., «Мир», 1968, 144 с.
- Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. III. М., «Наука», 1974, с. 5—194.
- Герт Г. Геология Анд (перевод с немец.). М., Изд-во иностр. лит., 1959, 292 с.
- Гирдлер Р. В. Роль смещений и вращательных движений в образовании впадин Красного моря и Аденского залива. — В кн.: Система рифтов Земли (перевод с англ.). М., «Мир», 1970, с. 52—60.
- Гладких В. С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенов. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, № 6, с. 73—85.
- Гоньшакова В. И., Бойчук М. Д., Бутурлинов Н. В. Проявления щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтового магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим массивом. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 9, с. 3—14.
- Горячев А. В., Милановский Е. Е. Неотектоника. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. II. М., «Наука», 1974, с. 131—207.
- Грачев А. Ф. Асимметрия Байкальской рифтовой зоны (геофизическое решение геоморфологической проблемы). — В сб. Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972, с. 95—106.
- Грачев А. Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 8. Л., НИИГА, 1973, с. 56—75.
- Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребт и его материковое продолжение. — «Геоморфология», 1970, № 1, с. 42—45.
- Грачев А. Ф., Блюмштейн Э. И., Соколова Е. П. Лерцолитовые нодулы в щелочных базальтах северо-восточной части Байкальского рифта. — «Докл. АН СССР», т. 211, 1973, № 2, с. 445—447.
- Грикуров Г. Э. Геология Антарктического полуострова. М., Изд-во «Наука», 1973, 120 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии (перевод с англ.). М., «Мир», 1968, с. 132—227.

Даусон Дж. Б. Олдоиньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты (перевод с англ.). М., «Мир», 1969, с. 169—181.

Дегенс Э., Росс Д. (ред.). Современное гидротермальное рудоотложение (перевод с англ.). М., «Мир», 1974, 280 с.

Деменчик Р. М., Карасик А. М. Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана. — В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971, с. 58—76.

Дикси Ф. Великие Африканские разломы (перевод с англ.). М., Изд-во иностр. лит., 1959, 124 с.

Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур. — «Геотектоника», 1973, № 2, с. 8—19.

Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. — «Труды института географии АН СССР», № 55, 1952, 192 с.

Ермаков В. А., Милановский Е. Е., Таракановский А. А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1974, № 3, с. 3—20.

* Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. Отв. ред. В. П. Солоненко. М., «Наука», 1966. 232 с. Авторы: Солоненко В. П., Тресков А. А., Курушин Р. А., Мишарина Л. А., Павлов О. В., Пшенников К. В., Солоненко М. А., Фомина Е. В., Хилько С. Д.

Жидков А. Я. Новая Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород. — «Докл. АН СССР», 1961, 140, № 1, с. 181—184.

Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., «Наука», 1972, 400 с.

Зверев С. М., Косминская И. П., Красильникова Г. А. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского района по результатам сейсмических исследований (НАСП-1972). — «Бюлл. МОИП. Отл. геол.», 1975, № 3, 120 с.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972, 240 с.

* Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971, 168 с.

Иванов С. С., Карасик А. М., Соколов В. Н. О связи структуры Шпицбергена со срединно-океаническим рифтогенезом. «Учен. зап. НИГА», регион. геол., вып. 12, 1968, с. 224—228.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки (перевод с англ.). М., Изд-во иностр. лит., 1957, 666 с.

Ирдли А. Дж. Петрографические и тектонические провинции Запада Соединенных Штатов Америки (перевод с англ.). — В кн.: Труды XXI Междунар. геол. конгресса, вып. II (тектоника и петрография). М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 13—26.

Ициксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении востока СССР. — «Геотектоника», № 2, 1970, с. 121—135.

Иорданов М., Чунев Д., Станев И. Краткая характеристика Забалканского глубинного разлома между селом Мыглит и государственной границей с Югославией. VII конгр. Карп.-Балк. геол. ассоц. (доклады). Ч. I (геотектоника). София, 1965, с. 33—39.

Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденоского и Эфиопского рифтов). — «Геотектоника», 1974, № 6, с. 3—14.

Казьмин В. Г. Структурная эволюция рифтов Красноморско-Аденского региона. — «Бюлл. МОИП. Отл. геол.», 1975, № 3, с. 116—128.

Казьмин В. Г., Михайлов И. А., Шатский В. Н. Рифтовые структуры Северо-Западной Сибири. — «Сов. геология», 1964, № 6, с. 81—92.

Калинин Н. А. Проблемы геологии нефти и газа Индии. Л., «Недра», 1966, 108 с.

Каэн Л. Геология Бельгийского Конго (перевод с франц.). М., Изд-во иностр. лит., 1958, 538 с.

Квитцов Г., Валенсек О. О плейстоценовом горообразовании и современных движениях земной коры в Нижнерейнской бухте (перевод с немец.). — В кн.: Живая тектоника. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 70—84.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки (перевод с англ.). М., Изд-во иностр. лит., 1961, с. 300.

Кинг Ф. Кордильеры Северной Америки (перевод с англ.). — В кн.: Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, с. 53—88.

Кинг Ф. Тектоника четвертичного времени Северной Америки (перевод с англ.). — В кн.: Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, с. 105—178.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 219, М., «Наука», 1970, 144 с.

Кнопов Л., Белше Дж. К. Гравиметрические наблюдения в районе рифта Мертвого моря. — В кн.: Система рифтов Земли (перевод с англ.). М., «Мир», 1970, с. 15—25.

- Кононов В. И., Поляк Б. Г. Современная геотермальная активность Исландии. — «Геотектоника», 1975, № 3, с. 18—31.
- Короновский Н. В. Основные черты молодого вулканизма Африки. — В кн.: Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Африка (Труды НИЛЗарубежгеология, вып. 17). Л., «Недра», 1967, с. 38—53.
- Короновский Н. В. Молодой вулканизм Эфиопии и Йемена. — «Вестник Моск. ун-та», геология, 1971, № 3, с. 45—59.
- Коростин П. В. Магнитное поле Прибайкалья и опыт его геологической интерпретации. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 131—139.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы (перевод с англ.). М., Изд-во иностр. лит., 1954, 424 с.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры. — В сб.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 27—59.
- Кропоткин П. Н., Валаев Б. М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа. — «Бюлл. МОИП, Отд. геол.», 1970, № 5, с. 27—42.
- Крылов С. В., Мишенькин В. П., Крупская Г. В. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. — «Геология и геофизика», 1970, № 1, с. 81—91.
- Кук К. Л. Рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов (перевод с англ.). — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 150—172.
- Куликов П. К., Белоусов А. П., Латышев А. А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система. — «Геотектоника», 1972, № 6, с. 79—87.
- Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков (перевод с франц. под ред. и с послесловием А. Ф. Грачева). Л., «Недра», 1973, 232 с.
- * Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 187, М., «Наука», 1971, с. 248.
- Лаутон А. С. Структурные взаимоотношения Аденовского залива, Красного моря и депрессии Афар в Эфиопии. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 61—73.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Лич Г. Б. Борозда Скалистых гор (перевод с англ.). — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 193—208.
- Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 72—101.
- Логачев Н. А. Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. I. М., «Наука», 1974, с. 62—236.
- Логачев Н. А. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны. — «Геотектоника», 1974, № 3, с. 74—93.
- Логина Г. А., Селицкий А. Г. Периокеанические и внутриплатформенные прогибы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 290—312.
- Лукиянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 136, М., «Наука», 1965, 212 с.
- Лут Б. Ф. Геоморфология дна Байкала. — В сб.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., «Наука», 1964, с. 5—123.
- Луцицкий И. В., Бондаренко П. М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа. — «Геотектоника», 1967, № 2, с. 3—20.
- Любимова Е. А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 159—166.
- Ляшkevич З. М. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины — образования древней рифтовой зоны. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 4, с. 898—901.
- Макаренко Г. Ф. Геотермические условия Сибирской платформы на этапе становления трапповой формации. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 5, с. 1134—1136.
- Масайтис В. Л. Магматические циклы Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 201—212.
- Менард Т. У. Геология дна Тихого океана (перевод с англ.). М., «Мир», 1966, 276 с.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968, 484 с.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. — «Вестник Моск. ун-та, Сер. геол.», 1969, № 1, с. 42—60.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 2, с. 13—35.
- Милановский Е. Е. Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития. — В кн.: XXIV сессия МГК. Доклады советских геологов (проблема 3, тектоника). М., «Наука», 1972, с. 59—70.
- Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосин-

клинально-орогенных и рифтовых поясов. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1972, № 4, с. 3—18.

Милановский Е. Е. Геоморфология, вулканизм и тектоника. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. II, М., «Наука», 1974, с. 56—130, 207—238.

Милановский Е. Е. Основные результаты изучения Восточно-Африканской рифтовой системы. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. III, М., «Наука», 1974, с. 251—253.

Милановский Е. Е. Кайнозойский орогенез Центральных Анд. — В кн.: Тектоника и сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана, ч. II (результаты исслед.). М., «Сов. радио», 1975, с. 76—164.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973, 280 с.

Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967, 136 с.

Мор П. А. Общая тектоника Эфиопии. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 368—380.

Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 133—152.

Музис А. И. Олекмо-Витимский рифт, его структура, новейшие движения, магматизм и сейсмичность. — В кн.: Геоморфология (Материалы Моск. фил. Геогр. об-ва СССР). 1971, № 5, с. 15—20.

Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии. — «Известия ВУЗов. Геол. и разв.», 1961, № 12, с. 16—29.

Муратов М. В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, № 5, с. 61—71.

Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973, 232 с. Авторы: Соколов Б. А., Гайанов А. Г., Несмеянов Д. В., Серегин А. М.

Нотт С. Т., Бэнс Е. Т., Чейз Р. Л. Сейсмические исследования Красного моря методом отраженных волн. — В кн.: Система рифтов Земли (труды симпозиума, перевод с англ.). М., «Мир», 1970, с. 35—51.

Оленин В. Г. Новый нефтегазоносный континент. М., «Недра», 1969, 152 с.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и великого рифта Африки и Аравии. — «Известия АН СССР, Сер. геол.», 1948, № 5.

Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российского Государства, ч. 3 (половина первая, перевод Вас. Зуева). СПб, Изд. Академии наук, 1788.

Паллистер Дж. У. Тектоника Восточной Африки. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 428—459.

Паннекук А. Я. Некоторые примеры четвертичной тектоники в Нидерландах. — В кн.: Живая тектоника. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 65—69.

Пикар Л. Некоторые соображения о системе грабенов Леванта. — В кн.: Система рифтов Земли (труды симпозиума, перевод с англ.). М., «Мир», 1970, с. 26—34.

Поникаров В. Н., Уфлянд А. К., Долгинов Е. А. Северо-Восточная Африка и Аравия. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 313—359.

Притула Ю. А., Савинский К. А., Коган А. Б. Строение земной коры Тунгусской синеклизы. — «Сов. геология», 1973, № 10, с. 29—39.

Пучков В. Н. Происхождение рифтовых морей. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 3, с. 52—68.

Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. — В кн.: Научные доклады Коми фил. АН СССР, вып. 9. Сыктывкар, 1974, 48 с.

Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — «Геология и геофизика», 1974, № 5, с. 155—167.

Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана. — «Геотектоника», № 6, 1973, с. 3—19.

Разваляев А. В. О мел-палеогеновом этапе геологического развития впадины Красного моря. — «Геотектоника», 1969, № 5, с. 44—51.

Разваляев А. В. Особенности строения и геологического развития Западно-Аравийской рифтовой системы. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 3, с. 28—39.

Разваляев А. В., Поникаров В. П., Козлов В. В. Новейший вулканизм северо-западной части Аравийского полуострова и его связь с тектоникой. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1967, № 2, с. 42—51.

Руттен М. Г. Геология Западной Европы (перевод с англ.). М., «Мир», 1972, 448 с.

Рыкунов Л. Н., Седов В. В., Саврина Л. А. Сейсмологические исследования в рифтовых зонах Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. III, М., «Наука», 1974, с. 159—235.

Саид Р. Геология Египта (перевод с англ.). М., «Мир», 1965, 276 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II (магматизм, тектоника, история геологического развития). М., «Недра», 1967, 700 с.

Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973, 184 с.

Святловский А. Е. Геотермический проект «вулканический очаг». М., «Знание», 1973, 64 с.

* Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Отв. ред. В. П. Солоненко. М., «Наука», 1968, 220 с. Авторы: Солоненко В. П., Тресков А. А., Жилкин В. М., Зорин Ю. А., Коростин П. В., Курушин Р. А., Павлов О. В., Пшенников К. В., Фомина Е. В., Хилько С. Д., Хромовских В. С., Шлютов А. Л.

Серегин А. М. Периконтинентальные нефтегазоносные бассейны Индии. — «Известия ВУЗов, Сер. геол. и разв.», 1970, № 10, с. 97—105.

* Система рифтов Земли. — «Труды симпозиума (перевод с англ.)». М., «Мир», 1970, 280 с.

Славин В. И., Демин А. Н. Орогенный (неотектонический) этап развития территории Афганистана. — «Известия ВУЗов. Сер. геол. и разв.», 1972, № 2, с. 60—73.

Соколов В. Н., Красильщиков А. А., Лизвиц Ю. А. Тектоника архипелага Шпицберген. — «Геотектоника», № 2, 1968, с. 65—82.

Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968, 128 с.

Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой системы. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 57—71.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974, 184 с.

Тейхерт К. Австралия и Гондвана (перевод с англ.). — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965, с. 89—112.

* Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны (отв. ред. Н. А. Флоренсов). Новосибирск, «Наука», 1973, 136 с. Авторы: Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В., Киселев А. И., Шмотов А. П.

Тернер Д. Осадочный чехол Нигерии. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 177—184.

Томпсон Дж. А. Рифтовая система Запада США (перевод с англ.). — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 173—180.

Тораринссон С. Срединная зона Исландии. — В кн.: Система рифтов Земли. Перевод с англ. М., «Мир», 1970, с. 110—127.

Тресков А. А. Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 102—112.

Трофимов Д. М. Тектоника и история формирования платформенного чехла юго-западной части Сахарской плиты. — В сб.: Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 59—149.

Уайтман А. Дж. Структурная геология Республики Судан. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 354—368.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968, с. 218—230.

Удинцев Г. Б. Исследования подводных структур в районе Исландии. — «Вестник АН СССР», 1972, № 6, с. 82—88.

Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиркин А. М. Впадины Байкальского типа Северной Монголии. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1969, № 6, с. 5—22.

Ушаков С. А. Строение и развитие Земли (Итоги науки и техники, сер. физика Земли, т. I). ВИНТИ. М., 1974, 270 с.

Ушакова З. Г. О рифейско-вендской трапповой формации Русской платформы. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 77—83.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 19. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960, 260 с.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 40—56.

Флоренсов Н. А., Солоненко В. П., Логачев Н. А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон. — В кн.: Вулканизм и тектогенез (XXIII сессия МГК, доклады сов. геологов. проблема 2). М., «Наука», 1968, с. 146—151.

Фрэндр Р. Рифтовые долины. — В кн.: Система рифтов Земли (труды симпозиума, перевод с англ.). М., «Мир», 1970, с. 209—219.

Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 31—38.

Хаин В. Е. Норгидо-Нигерийский позднекембрийский подвижный пояс и условия заложения Западного Тетиса. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 6, с. 1340—1243.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. — В кн.: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971, 548 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., «Недра», 1973, 512 с.

Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике. — В сб.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 5—26.

Хаин В. Е., Соколов Б. А., Кац Я. Г. Особенности сочленения континенталь-

ных платформ с океаническими и концепция тектоники плит. — «Известия ВУЗов. Сер. геол. и разв.», 1973, № 10, с. 3—14.

Харланд В. Б. Схема структурной истории Шпицбергена. — В кн.: Геология Арктики (перевод с англ.). М., «Мир», с. 11—77.

Хизен Б. К. Ложе океанов. — В кн.: Дрейф континентов, горизонтальные движения земной коры (перевод с англ.). М., «Мир», 1966, с. 114—158.

Хилл М. Л. Система Сан-Андреас Калифорнии и Мексики (перевод с англ.). — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 145—149.

Хольтедаль У. Геология Норвегии (перевод с норв.), т. 1, М., Изд-во иностр. лит., 1957, 464 с.

Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары (перевод с англ.). М., «Мир», 1966, 368 с.
Черский И. Д. О результатах исследования озера Байкала. — «Зап. Русского геогр. о-ва по общ. геогр.», СПб, 1886, т. 15, № 3, 48 с.

Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — «Известия АН СССР Сер. геол.», 1948, № 5, 135 с.

Шварцбах М. Великие памятники природы (известные места геологических исследований). Перевод с нем. М., «Мир», 1973, 332 с.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 232 с.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1973, № 5, с. 5—28, 1974, № 1, с. 5—26.

Штилле Г. Рейнская складчатость в области Осло и в Западной Германии (перевод с нем.). М., «Мир», 1974, с. 99—117.

Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Прибрежные впадины. — В кн. Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 313—326.

Шюрман Х. М. Суэцкий залив и Северная часть Красного моря. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 340—351.

Эйнарсон Торл., Гладенков Ю. Б. Верхний кайнозой Исландии. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 5, с. 93—103.

Ahorner L. Seismotectonic relations between the graben zones of the Upper and Lower Rhine Valley. In: "Graben problems", Int. upper Mantle Project, Sci. Rp. N 27. Stuttgart, 1970, p. 155—166.

De Almeida F. F. M. Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization. Int. geol. Congr. 24 session. Canada, 1972, section 3. Tectonics, Montreal, 1972, p. 339—346.

Anderle H.-J. Outlines of the structural development at the northern End of the Upper Rhine graben. In: "Graben Problems", IUMP, Scientific Rep. № 27, Ed. I. H. Illies and St. Mueller. Stuttgart, 1970, p. 97—102.

Ansorge I., Edel B., Emter D., Fuchs K., Gelbke C., Hirn A., Mueller St., Peterschmitt E., Prodehl C., Steinmetz L., Streicher P. The 1972. Seismic refraction experiment in the Rhinegraben — first results. In: "Approaches to riftogenesis". Inter — Union Comm. on geodynamics, Sci. Rp. № 8. Stuttgart, 1974, p. 122—137.

Ansorge I., Emter D., Fuchs K., Lauer I. P., Mueller St., Peterschmitt E. Structure of the crust and upper mantle in the rift system around the Rhinegraben. In: "Graben problems". Int. upper Mantle project, Sci. Rp. № 27. Stuttgart, 1970, p. 190—197.

* Approaches to taphrogenesis Ed.: Illies I. H., Fuchs K. Inter — Union Comm. on geodynamics, Sci. Rp. № 8. Stuttgart, 1974, 460 p.

Azzaroli A. On the evolution of the Gulf of Aden. In: Int. geol. Congr., 24, sess, sect. I. Upper mantle. Prague, 1968, p. 125—134.

Bain G. W. African rift valleys; American Triassic troughs. "Bull. geol. Soc. Amer.", 1941, v. 52, 1889 p.

Baker B. H. An outline of the geology of the Kenya rift valley. "East African rift system", Upper Mantle Committee — UNESCO Seminar. Part II. Nairobi, 1965, p. 1—19.

* Baker B. H., Mohr P. A., Williams L. A. I. Geology of the Eastern Rift system of Africa. Geol. Soc. Amer., Special paper 136, 1972, 67 p.

* Baker B. H., Wohlenberg I. Structure and evolution of the Kenya rift valley. "Nature", 1971, Vol. 229, № 5286, p. 538—542.

Bannert D., Brinckmann I., Käding K. Ch., Knetsch G., Kürsten M., Mayrhofer H. Zur Geologie der Danakil — Senke (Nördliches Afar. — Gebiet, NE-Athiopien). "Geol. Rundschau", 1970, Bd. 59, Heft 2, S. 409—443.

Barberi F., Tazieff H., Varet I. Volcanism in the Afar depression: its tectonic and magmatic significance. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 19—29.

Barret D. L., Heen C. E., Manchester K. S., Ross D. I. Baffin Bay — an ocean. "Nature", 1971, v. 229, № 5286, p. 550—553.

Van Bemmelen R. W., Rutten M. G. Tablemountains of Northern Iceland (and related geological notes). Leiden, E. I. Brill, 1955, 218 p.

Bender F. Über das Alter und die Entstehungsgeschichte des Jordangrabens am Beispiel seines Südabschnittes (Wadi Araba, Jordanien) "Geol. Jb.", 86, Hannover, 1968, S. 177—196.

- Beurlen K. Geologie von Brasilien. Gebrüder Borntraeger. Berlin — Stuttgart, 1970, 444 s.
- Birkenmajer K. Alpine fold belt of Spitzbergen. Int. geol. congr., XXIV session, section 3, Tectonics, Montreal, 1972, p. 282—292.
- Bishop W. Quaternary geology and geomorphology in the Albertine rift valley, Uganda. "International Studies on the Quaternary", Geol. Soc. Amer., special paper 84, 1965, p. 293—321.
- Bishop W. W., Trendall A. F. Erosion surfaces, tectonics and volcanic activity in Uganda. "Quart. Journ. geol. soc. Lond.", 1967, vol. 122, p. 385—420.
- Bloomfield K. Orogenic and post-orogenic plutonism in Malawi. In: "African magmatism and tectonics." Oliver and Boyd Edinburgh, 1970, p. 119—156.
- Bodvardsson G., Walker G. P. L. Crustal drift in Iceland. "Geophys. Journ. Roy. Astronom. Soc." 1964, vol. N 3, p. 285—300.
- Boigk H., Schöneich H. Perm. Trias und älterer, Jura im Bereich der südlichen Mittelmeer-Mjösen — Zone und des Rheingrabens. In: Approaches to Taphrogenesis Inter-Union Comm. on geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 60—71.
- Bostrom R. C. Ocean ridge system in North-West America "Amer. ass. petr. geol. bull.", 1967, vol. 51, N 9, p. 1816—1832.
- Bosum W., Hahn A. Interpretation der Flugmagnetometer Vermessung des Oberrheingrabens. In: "Graben problems." Int. Upper Mantle project, Sci. Rp. N 27, Stuttgart, 1970, p. 219—223.
- Chenevoy M. Le Massif Central. In: Geologie de la France. Vol. I Paris, Doin, 1974, 162—228.
- Gloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. "Geol. Rundschau", 1939, Bd. 30, S. 401—527, 637—640.
- Contini D., Theobald N. Relations entre le Fosse Rhenan et le Fosse de la Saône. In: Approaches to riftogenesis. Inter-Union Comm. on geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 310—321.
- Cook K. L. Active rift system in the Basin and Range Province. "Tectonophysics", 1969, 8, p. 469—511.
- Cox K. D. Tectonics and vulcanism of the Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland In: African magmatism and tectonics. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970, p. 211—236.
- Dagley P., Wilson R. L., Ade-Hall I. M., Walker G. P. L., Haggerty S. E., Sigurgeirsson T., Watkins N. D., Smith P. I., Edwards I., Grasty R. L. Geomagnetic polarity zones for Icelandic lavas. "Nature", 1967, vol. 216.
- Daker R. W., Einarsson P., Mohr P. A. Rifting in Iceland: new geodetic data. "Science", 1971, Vol. 173, p. 530—533.
- Darracott B. W., Fairhead I. D., Girdler R. W. Gravity and magnetic surveys in northern Tanzania and Southern Kenya. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1, 2, p. 131—142.
- Davies D., Tramontini C. The deep structure of the Red Sea. "Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.", 1970, A. V. 267, № 1181.
- Debelmas I., Demarcq G. Le couloir Rhodanien et la Bas-Languedoc. In: Geologie de la France. Vol. II, Paris, Doin, 1974, p. 501—536.
- Degens E. T., Von Herzen R. P., Wong N. K. Lake Tanganyika. Water chemistry, sediments, geological structure. "Naturwissenschaften", 1971, Bd. 58, S. 229—241.
- Degens E. T., von Herzen R. P., Wong H.-K., Deuser W. G., Janasch H. W. Lake Kivu: structure, chemistry and biology on an East African rift Lake. "Geol. Rundschau", 1973, Bd. 62, Heft I, S. 245—277.
- Dietz R. S., Holden I. C. Pre-Mesozoic oceanic crust in the Eastern Indian ocean (Wharton Basin?). "Nature", 1971, vol. 229.
- Doebel F. The tertiary and pleistocene sediments of the northern and central part of the upper Rhinegraben. In: The Rhinegraben progress Report 1967. Int. Upper Mantle project, Sci. Rp. № 13. Freiburg — Strasbourg, 1967, p. 48—54, II fig.
- Doebel F. Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rhinegrabens. In: "Graben problems". Int. upper Mantle project, Sci. Rp. № 27, Stuttgart, 1970, p. 56—66.
- Drake C. L., Girdler R. W. A geophysical study of the Red Sea. "Geophys. Journ.", 1964, № 8, p. 473—495.
- Dubertret L. Remarques sur le fosse de la mer Morte et ses prolongements au Nord jusqu'à Taurus. "Rev. geogr. phys. geol. dynam.", 1967, Vol. 9, fase. I, p. 3—16.
- Dubourdieu G. Dynamique wégenérienne de l'Afrique du Nord. In: Livre à la mémoire du prof. P. Fallot. Paris, 1962, p. 627—644.
- * East African rift system. Upper mantle Committee — UNESCO seminar, Nairobi, April, 1965, p. I, II.
- Einarsson Thorl. The extent of the tertiary basalt formation and the structure of Iceland. In: "Iceland and mid-ocean ridges", Reykjavik, 1967, p. 170—179.
- Einarsson Tr. A survey of gravity in Iceland. Soc. Sci. Islandica, XXX, Reykjavik, 1954, p. 1—22.
- Einarsson Tr. Late and post-glacial rise in Iceland and Sub-crustal viscosity. "Jökull", 1966, III, p. 157—166.

Einarsson Tr. Early history of the Scandic Area and some chapters of the geology of Iceland. In: "Iceland and mid-ocean ridges". Reykjavik, 1967, p. 13—31.

Elie de Beaumont L. Les Yosges. In: Explication de la carte geologique de la France, vol. I, Paris, 1841.

Everts P., Koerfer L. E., Schwarzbach M. Neue K-Ar Datierungen islandischer Basalte. "Neuer Jahrbuch geol. paläont. Mitteil". Stuttgart, 1972, Heft, 5, S. 280—284.

Von Eller I. P., Sittler C. Les Vosges et le Fosse Rhenan. In: Geologie de la France. Vol. I, Paris, Doin, 1974, p. 63—104.

Fairhead I. H. Crustal structure of the Gulf of Aden and the Red Sea. "Tectonophysics", 1973, vol. 20 (1—4), p. 261—267.

Fairhead J. D., Girdler R. W. The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle. "Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.", A, 267, 1970, p. 49—74.

Fairhead J. D., Girdler R. W. The seismicity of the East African rift system. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 115—122.

Francis T. I. G., Shor G. G. Seismic refraction measurements in the north-west Indian ocean. "Journ. geophys. Res.", 1966, vol. 71, p. 427—449.

Freund R. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous time. "Geol. mag.", 1965, 102, p. 189—205.

* Furon R. Geologie de l'Afrique. 2 ed. Payot, Paris, 1960, 400 p.

Gass I. G. Tectonic and magmatic evolution of the Abro-Arabian dome. In: "African magmatism and tectonics", Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970, p. 285—300.

Gass I. G., Gibson I. L. Structural evolution of the rift zones in the Middle East. "Nature", 1969, vol. 221, № 5, 184 p.

Gass I. G., Mallick D. I. J. Jebel Khaziz-an Upper Miocene stratovolcano of comendite affinity on the South Arabian coast. "Bull. volcanol.", t. XXXII, Fasc. I.B.V., Napoli, 1968.

Gass I. G., Mallick D. I. J., Cox K. G. Volcanic islands of the Red Sea. "Yourn. geol. soc. Lond.", 1973, vol. 129, p. 275—310.

Georgi I. G. Bemerkungen einer Reise im Russischen Reich in den Jahren 1773 und 1774. Bd. I—2. St.-Petersburg, 1775.

Gibson I. L. Crustal flexures and flood basalts. "Tectonophysics", 1966, 3 (5), p. 447—456.

Gibson I. L. The crustal structure of Eastern Iceland. "Geophys. J. Roy. Astr. Soc.", 1966, 12, p. 99—102.

Gibson I. L., Piper I. D. A. Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift. "Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.", 1972, A, vol. 271, p. 141—150.

Girdler R. W. The relationship of the Red Sea to the East African rift system. "Quart. Journ. geol. soc. Lond.", 1958, 114, p. 79—105.

Girdler R. W. A review of Red Sea heat flow. "Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.", A, 267, 1970, p. 191—203.

Girdler R. W. An aeromagnetic survey of the junction of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rift—a preliminary report. "Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.", A, 267, 1970, p. 359—368.

Girdler R. W., Fairhead I. D., Searle R. C., Sowerbutts W. T. C. Evolution of Rifting in Africa. "Nature", 1969, vol. 224, p. 1178—1182.

* Graben problems. Int. Upper Mantle Project. Sic. Rp. № 27, Stuttgart, 1970, 316, p. Ed. Illies Y. H., Mueller St.

Grant N. K. South Atlantic, Benue Trough and Gulf of Guinea—cretaceous triple-junction. "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, № 82, № 8.

Gregory Y. W. The great rift Valley. London, John Murray, 1896.

Griffiths D. H., King R. F., Khan M. A., Blundell D. Y. Seismic measurements in the Gregory rift. "Nature", 1971, 229, № 3, p. 66—71.

Haller Y. Tectonics and neotectonics in East Greenland—review bearing on the drift concept. In: "North Atlantic geology and continental drift". Ed. M. Kay. Am. Ass. Petr. geol. Mem. 12. Tulsa, 1969, p. 852—858.

Harkin D. A. The Rungwe volcanics at the Northern end of the Lake Nyasa. "Mem. geol. surv. Tanganyika", 1960, № 11.

Hänel R. Interpretation of the terrestrial heat flow in the Rhinegraben. In: "Graben problems". Int. Upper Mantle project, Sci. Rp. № 27, Stuttgart, 1970, p. 116—120.

Harland W. B. Contribution of Spitzbergen to understanding of tectonic evolution of North Atlantic Region. In: "North Atlantic—geology and continental drift". Ed. M. Kay. Am. Petr. geol., Mem. 12. Tulsa, 1969, p. 817—855.

Hast N. The state of stress in the upper part of the Earth crust. "Tectonophysics", 1969, v. 8, № 3.

Heirtzler Y. R., Pichon X., Baron Y. G. Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge. "Deep Sea Res.", 1966, 13, p. 427—445.

Heezen B. C. Inland and marginal seas. "Tectonophysics", 1972, 13 (1—4), p. 293—308.

Henderson G. The geological setting of the West Grenland Basin in the Baffin

Bay region. In: "Earth science symposium on offshore Eastern Canada." Geol. Surv. Canada, Paper 71—23, Ottawa, 1973, p. 521—544.

Heybroek P., Haanstra U., Erdmann D. A. Observation on the geology of the North Sea Area. In: 7-world Petroleum Congress, Panel discussion 9 (II). Mexico, 1967.

Hirn A., Perrier G. Deep seismic sounding in the Limagne graben. In: Approaches to taphrogenesis. Inter-Union Comm. on geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 329—340.

Holmes A. The basaltic rocks of the Arctic region, "Miner. Mag.", 1918, 18, p. 180—223.

Holwerda I. G., Hutchinson R. W. Potash-bearing evaporites, Danakil Area, Ethiopia. "Economic geology", 1968, Vol. 63, p. 124—150.

Hood P., Bower M. E. Low-Level aeromagnetic surveys of the continental, shelves bordering Baffin Bay and the Labrador Sea. In: "Earth science symposium on offshore Eastern Canada". Geol. Surv. Can., paper 71—23, Ottawa, 1973, p. 573—598.

Hundman R. D., Clarke D. B., Hume H., Jonson I., Keen M. I., Park I., Pye G. Geophysical and geological studies in Baffin Bay and the Labrador Sea. In: "Earth science symposium on offshore Eastern Canada." Geol. Surv. Canada, paper 71—23, Ottawa, 1973, p. 621—632.

* Iceland and mid-ocean ridges. Report of a symposium. Ed. S. Björnsson. Reykjavik, 1967, 212 p.

Illies I. H. Development and tectonic pattern of the Rhinegraben. In: "The Rhinegraben progress report 1967". Freiburg-Strasbourg, 1967, p. 7—9, 7 fig.

* Illies I. H. An intercontinental belt of the world rift system. Tectonophysics", 1969, vol. 8, № 1, p. 5—29.

Illies I. H. Graben tectonics related to crust—mantle interaction. In: "Graben Problems". Int. Upper Mantle Project. Sci. Rp. № 27, Stuttgart, 1970, p. 1—27.

* Illies I. H. Die großen Gräben: Harmonische Strukturen in einer disharmonisch strukturierten Ekdkruste. "Geol. Rundschau", 1970, № 2, S. 528—552.

Illies I. H. The Rhinegraben rift system—plate Tectonics and transform faulting. "Geophys. surveys", 1972, № 1, p. 27—60.

* Illies I. H. Taphrogenesis and plate tectonics. In: "Approaches to taphrogenesis". Inter-Union Comm. Geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart 1974, p. 433—460.

Illies H. Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. "Oberrhein geol. Abh.", 1974, 23, Heft 1/2, S. 1—24.

Jakobsson S. P. Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. "Lithos", 1972, 5, p. 365—386.

Jakobsson S. P., Pedersen A. K., Rönsbo I. G., Larsen L. M. Petrology of mugearite-hawaiite: early extrusives in the 1973 Heimaey eruption, Iceland. "Lithos", 1973, 6, p. 203—214.

James T. C. The Nature of rift faulting in Tanganyika. In: "First meeting, East-Central regional committee for geology", Dar-es-Salaam, 1956, p. 81—94.

Kay M. Ottawa-Bonnechere graben and lake Ontario homocline." Bull. geol. Soc. Amer.", 1942, v. 53, p. 585—646.

Khan M. A., Mansfield I. Gravity measurements in the Gregory rift. "Nature", 1971, vol. 229, p. 72—75.

King B. C. Volcanicity and rift tectonics in East Africa. In: "African magmatism and tectonics". Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970, p. 263—284.

Kjartansson G. The Moberg formation. In: "On the geology and geophysics of Iceland". Int. geol. congr. XXI session, Reykjavik, 1960, p. 21—28.

Klitzsch E. Die Strukturgeschichte der Zentralsahara. "Geol. Rundschau", 1970, Bd. 59, № 2, S. 459—527.

Knopoff L. N., Schlue I. W. Rayleigh wave phase velocities for the path Addis-Ababa-Nairobi. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 157—169.

Krenkel E. Geologie und Bodenschätze Afrikas. 2. Auflage. Leipzig, 1957, 598 S.

Kumarapeli P. C. Montereian alcalic magmatism and the St. Lawrence rift system in space and time. In: "Alcaline rocks. The Montereian Hills". Min. Ass. Canada, ed. G. Perrault, 1970.

Kumarapeli P. C., Saull V. A. The St. Lawrence system: a North American equivalent of the East African rift system. "Can. Journ. Earth. Sci.", 1966, 3, p. 639—658.

Kuntz E., Mälzer H., Schick R. Relative Krustenbewegungen im Bereich des Oberrheingrabens. In: "Graben Problems. Int. Upper Mantle Project. Sci. Rp. № 27, Stuttgart, 1970, p. 170—177.

Laughton A. S., Tramontini C. Recent Studies of the crustal structure in the Gulf of Aden. "Tectonophysics", 1969, vol. 8, № 4—6, p. 359—376.

Laughton A. S., McKenzie D. P., Sclater J. G. The structure and evolution of the Indian Ocean. Int. Geol. Congr. 24, session, Section 8. Marine geology and geophysics. Montreal, 1972, p. 65—73.

Laubscher H. P. Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens. In: "Graben Problems", IUMP Scientific Rep. № 27, Ed. I. H. Illies and St. Mueller, Stuttgart, 1970.

Le Bas M. I. Peralkaline volcanism, crustal swelling and rifting. "Nature", 1971, Vol. 230, № 12, p. 85—87.

Le Bas M. I., Mohr P. A. Feldspathoidal rocks from the Cainozoic volcanic province of Ethiopia. "Geol. Rundschau", 1968, Bd. 58, H. 1.

Lecolazet R. La carte gravimétrique du fosse Rhenan. In: "The Rhinegraben progress report 1967". Int. Upper Mantle project, Sci. Rp. № 13, Stuttgart, 1967, p. 104—105.

Lenz H., Bender F., Besang C., Harre W., Kreuzer H., Müller P., Wendt I. The age of early tectonic events in the zone of the Jordan geosuture, based on radiometric data. In: "Int. geol. congr., 24 session", Section 3, Tectonics. Montreal, 1972, p. 371—379.

Lenz R. Eine Strukturkarte von Westjordanien im Masstab 1:2500000 In: "Beiträge zur Geologie Jordaniens". Beihefte geol. Jahrbuch. Heft 81. Hannover, 1969, S. 93—112.

Lepersonne I. Le fossé tectonique Lac Albert—Semliki—Lac Edouard. Resume des observations géologiques. "Mem. Soc. geol. Belg.", 1949, 71, fasc. 1, p. 1—92.

Le Pichon X., Hyndman R. D., Pautot G. Geophysical study of the opening of the Labrador Sea. "Journ. geophys. Res.", 1971, vol. 76, № 20.

Lepine I. C., Ruegg I. C., Steimetz L. Seismic profiles in the Djibouti area, "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 59—64.

Lippolt H. I., Todt W., Horn P. Apparent Potassium—Argon Ages of lower tertiary Rhine Graben Volcanics. In: Approaches to taphrogenesis. Inter-Union Comm. on geodynamics, Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 213—221.

Logatchev N. A., Belousov V. V., Milanovsky E. E. East African rift development. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 71—82.

Lowell J. D., Genik C. L. Sea floor spreading and structural evolution of Southern Red Sea. "Am. Ass. Petr. geol. Bull.", 1972, v. 56, № 2.

Ludwig W. Y., Ewing Y. I., Ewing M. Structure of Argentine continental margin. "Am. ass. petr. geol. Bull.", 1968, vol. 52, № 12, p. 2337—2368.

Maack R. Kontinentaldrift und Geologie des südantlantischen Ozeans. Walter de Gruyter and Co. Berlin, 1969, 164 S.

Makris I., Menzel H., Zimmermann Y. A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, northeast Ethiopia. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 31—40.

Martin R. Geological history of Baffin bay—continental drift before sea-floor spreading and the exploration for hydrocarbons. In: "Earth science symposium on offshore Eastern Canada". Geol. Surv. Canada, p. 71—23, Ottawa, 1973, p. 599—620.

Mc Call G. I. H. Natural steam as a possible source of power in the rift valley of Kenya. Congr. geol. Int. XX session. Mexico, 1956. session I. Vulcanologia del cenozoico I t. Mexico, 1957, p. 47—57.

Mc Call G. I. H. Geology of the Nakuru—Thomsons falls—lake Hannington area. "Rept. geol. surv. Kenya", 1967, 78 p.

Mc Connell R. B. The East African rift system. "Nature", 1967, vol. 215, № 5101, p. 578—581.

Mc Dougall J., Mc Elhinny M. W. The Kajmahal Traps of India—K-Ar age and paleomagnetism. "Earth. Planet. Sci. Lett.", 1970, 9, p. 371—378.

Mc Kenzie D. P., Davies D., Molnar P. Plate tectonics of the Red Sea and Africa. "Nature", 1970, 226 p.

Meissner R., Vetter U. The northern end of the Rhinegraben due to some geophysical measurements. In: Approaches to riftogenesis. Inter-Union Comm. on geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 236—243.

Milanovsky E. E. Continental rift zones: their arrangement and development. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 65—70.

Mitchell-Thome R. C. Outline of the geology of the Cape Verde Archipelago. "Geol. Rundschau", 1972, Bd. 61, H. 3.

Mohr P. A. The geology of Ethiopia, Univ. College Addis Ababa Press. 1962, 268 p.

Mohr P. A. The Ethiopian rift system "Bull. Geophys. Observ. Addis Ababa", № 41, 1967, p. 1—65.

Mohr P. A. The Cainozoic volcanic succession in Ethiopia. "Bull. Volcanol.", t. XXXII, № 1, 1968, p. 5—14.

Mohr P. A. Ethiopian tertiary dike swarms. Research in space science. SAO Special Report № 339, Cambridge, Massachusetts, 1971.

Mohr P. A. Surface structure and plate tectonics of Afar. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 3—18.

Mohr P. A. Mapping of the major structures of the African rift system, Smithsonian Astrophys. Obs. Special Rep. 361 Cambridge, Massachusetts, 1974, 88 p.

Mohr P. A. Structural setting and evolution of Afar. Center for Astrophysics. Preprint Ser. № 83. Cambridge, Massachusetts, 1974, 34 p.

Moorbath S., Sigurdsson H., Goodwin R. K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland. "Earth and planet. Sci. Letters", 1968, vol. 4, № 3, p. 197—205.

Morgan W. I. Deep mantle convection plumes and plate motions. "Am. Ass. Petr. geol. Bull.", 1972, v. 56, p. 203—213.

Mueller St. Geophysical aspects of graben formation in continental rift systems. In: "Graben Problems", IUMP, Scientific Report № 27. Ed. I. H. Illies and St. Mueller, Stuttgart, 1970.

Mueller St., Peterschmitt E., Fuchs K., Ansorge I. Crustal structure beneath the Rhinegraben from seismic refraction and reflection measurements. "Tectonophysics", 1969, 8, p. 529—542.

Nielssen H. Sulfur isotopes in the Rhinegraben evaporite sulfates. In: The Rhinegraben progress Report, 1967, Int. Upper mantle project, Sci. Rp. № 13, Stuttgart, 1967, p. 27—29.

* On the geology and geophysics on Iceland. Int. geol. congr. XXI session. Norden 1960, Guide to excursion NA 2. Ed. S. Thorarinsson. Reykjavik, 1960, 74 p.

* Palmason G. Crustal structure of Iceland from explosion seismology. "Soc. Sic. Islandica", XL, Reykjavik, 1971, 188 p.

* Palmason G., Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid Atlantic ridge. In: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, vol. 2, 1974, p. 25—50.

Pfannenstiel M. Die Entstehung einiger tectonischer Grundbegriffe. Ein Beitrag zur Geschichte der Geologie. "Geol. Rundschau", 1969, bd. 59, Heft, 1, S. 1—36.

Picard L. On Afro-Arabian Graben tectonics. "Geol. Rundschau", 1970, Bd. 59, Heft 2, S. 337—381.

Piper I. D. A. Interpretation of some magnetic anomalies over Iceland. "Tectonophysics", 1973, vol. 16, № 3/4, p. 103—187.

Quennel A. M. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. "Quart. Journ. Geol. Soc.", London, 1958, vol. 114, № 1.

Rat P. Le système Bourgogne-Morvan-Bresse. In: "Geologie de la France", vol. II, Paris, Doin, 1974, p. 480—500.

Richter-Bernburg G. The Obberhein graben in its European and global setting. In: Approaches to riftogenesis. Inter-Union Comm. on geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 13—43.

Roberts D. G. Structural evolution of the rift zones in the Middle East. "Nature", 1969, vol. 223, 5201 p.

Rosenkrantz A., Pulfert T. C. R. Cretaceous-Tertiary stratigraphy and tectonics in Northern West Greenland. In: North Atlantic—geology and continental drift. Am. Ass. Petr. geol. mem. 12, Tulsa, 1969, p. 883—898.

Ross D. A., Whitmarsh R. B., Ali S. A., Boudreaux I. E., Coleman R., Fleisher R. L., Girdler R., Mannheim F., Matter A., Nigrini C., Stoffers P., Supko P. R. Red Sea drillings. "Science", 1973, vol. 179, № 4071.

Ross D. I., Keen C. E., Barret D. L., Manchester K. S. Geophysical studies on the structure of Baffin Bay. In: "Earth science symposium on offshore Eastern Canada". Geol. Surv. Canada, paper 71—23, Ottawa, 1973, p. 633—638.

Ruhland M. Le rôle des décrochements dans le socle vosgien et bordure du Fosse rhenan. In: Approaches to taphrogenesis. Inter-Union Comm. on geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 167—171.

Rutten M. G. Iceland and mid-oceanic Ridges. "Marine geophys. Res.", 1971, I, p. 235—247.

Rutten M. G., Wensink H. Structure of the central graben of Iceland. Int. geol. congr., 21 session. Part 18, Copenhagen, 1960, p. 81—88.

Saemundsson K. An outline of the structure of SW Iceland. In: "Iceland and mid-ocean ridges". Reykjavik, 1967.

Saemundsson K. Evolution of the axial rift zone in Northern Iceland and the Tjornes fracture zone. Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, № 2.

Saggerson E. P., Baker B. H. Post-Jurassic erosion surfaces in eastern Kenya and their deformation in relation to rift structure "Quart. Journ. geol. soc. London", 1965, vol. 121, p. 51—72.

Sass I. H., Lachenbruch A. H., Munroe R. I., Greene C. W., Moses T. H. Heat flow in the Western United States. "Journ. geophys. Res.", 1971, vol. 76, № 26, p. 376—413.

Sastri V. V., Sinda R. N., Singh G., Murti K. V. S. Stratigraphy and tectonics of sedimentary basins on East coast of Peninsular India: "Am. ass. petr. geol. bull.", 1973, vol. 75/4.

Schenk E. Die Fortsetzung des Rheingrabens durch Hessen. Ein Beitrag zur tektonischen Analyse der Riftsysteme. In: Approaches to taphrogenesis, Inter-Union Comm. on geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 286—302.

Schwarzbach M., Noll H. Geologischer Routenführer durch Island. "Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, 20, Köln, 1971, 106 S.

Searle R., Gouin P. Local earthquake phases observed at Addis Ababa, Ethiopia. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 55—58.

Searle R., Gouin P. A gravity survey of the central part of the Ethiopian Rift Valley. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 41—52.

Sestini I. Cenozoic stratigraphy and depositional history, Red Sea Coast, Sudan. "Bull. Amer. Ass. petr. geol.", 1965, vol. 49, № 9, p. 1453—1472.

Siedner G., Miller I. A. K-Ar age determination on basaltic rocks from South-West Africa and their bearing on continental drift. "Earth. Planet. Sci. Letters", 1968, vol. 4, p. 451—458.

Sigurdsson H. Dykes, fractures and folds in the basalt plateau of Western Iceland. In: "Iceland and Mid—ocean Ridges", Reykjavik, 1967, p. 162—169.

Sigurðsson T. Aeromagnetic surveys of Iceland and its neighbourhood. In: "Iceland and mid-ocean ridges", Reykjavik, 1967, p. 91—96.

Silver Eli A. Tectonics of the Mendosino Triple junction. "Geol. soc. Amer. Bull.", 1971, vol. 11, p. 2965—2978.

De Sitter L. U. Structural development of the Arabian Shield in Palestine. "Geol. on Mijnb.", 1962, 41, p. 116—124.

Sittler C. Le fosse Rhenan en Alsace. Aspect structural et histoire géologique. "Rev. geogr. phys. geol. dynam.", 1969, 11, № 2, p. 465—494.

Suess E. Die Brüche des Östlichen Afrika. "Denkschr. Akad. Wiss., "Wien", 1891, 58s.

Suess E. Antlitz der Erde. Bd. 3, t. 1, 1901, Bd. 3, t. 2, 1909.

Talwani M., Windisch C. C., Langseth M. G. Reykjanes Ridge crest: a detailed geophysical study. "Journ. geophys. Res.", 1971, vol. 76, № 2.

Tarling B. N., Gale N. H. Isotopic dating and paleomagnetic polarity in the Faeroe Island. "Nature", 1968, v. 218, p. 1043—1044.

Tazieff H. Volcanisme sous-marin de l'Afar (Ethiopie). "C. R. Acad. sci.", 1969, D. 268, № 22, p. 2657—2660.

Tazieff H., Varet I. Signification tectonique et magmatique de l'Afar septentrional (Ethiopie). "Rev. geogr. phys. geol. dynam.", 1969, vol. XI, fasc. 4, p. 429—450.

Teichmüller R. Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht. In: Approaches to Taphrogenesis. Inter-Union Comm. on geodynamics. Sci. Rp. № 8, Stuttgart, 1974, p. 269—285.

The Rhinegraben progress report 1967. Ed.: Rithe I. R., Sauer K. Int. Upper mantle project, Sci. Rp. № 13, Freiburg-Strasbourg, 1967, 146p.

The world rift system. Int. Upper mantle project. Sci. Rp. № 19. "Tectonophysics", 1969, vol. 8, № 4—6, p. 265—586.

Thorarinsson S. Some problems of Volcanism in Iceland. "Geol. Rundschau", 1967, Bd. 57, Heft. 1, S. 1—20.

Thorarinsson S. The Lakagigar eruption of 1783. "Bull. volcanol.", 1969, t. XXXIII, № 3, p. 910—929.

Vail I. R. The southern extension of the East African rift system and related igneous activity. "Geol. Rundschau", 1967, Bd. 57, S. 601—614.

Vardabasso S. Die außeralpine Taphrogenese im kaledonisch — varistisch konsolidierten sardischen Vorlande. "Geol. Rundschau", 1963, Bd. 53, S. 611—630.

Vening-Meinesz F. A. Les graben — africains, resultat de compression on de tension dans la croûte terrestre. "Koninkl. Belg. Kol. Inst. Bull.", 1950, v. 21, p. 539—552.

Vincent P. M. The evolution of the Tibesti volcanic province, Eastern Sahara. In: African magmatism and tectonics. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970, p. 301—320.

Vogt P. R., Higgs R. H., Johnson G. L. Hypotheses on the origin of the Mediterranean basin. Magnetic data. "Journ. geophys. Res.", 1971, vol. 76, № 14.

Von Herzen R. P., Vacquier V. Terrestrial heat flow in lake Malawi, Africa. "Journ. Geophys. Res.", 1967, 72, № 16.

Vroman A. I. On the Dead Sea Problem. "Bull. Res. Counc. Israel". 10 Q, 1—2. Jerusalem, 1961, p. 321—338.

Walker G. P. L. Geological investigation in eastern Iceland. "Bull. volcanol.", 1964, v. 27, p. 351—363.

Walker G. P. L. Evidence of crustal drift from Icelandic geology. "Philosoph. Trans. Roy. Soc.", 1965, vol. 258, p. 199—204.

Walshall B. H., Walper I. L. Peripheral gulf rifting in northeast Texas. "Am. Soc. Petr. geol. Bull.", 1967, vol. 51, № 1.

Ward P. L. New interpretation of the geology of Iceland. "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, v. 82, № 11, p. 2991—3012.

Ward P. L., Palmason G., Drake Microearthquake survey and the Mid-Atlantic Ridge in Iceland. "Journ. Geophys. Res.", 1969, vol. 74, № 2, p. 655—684.

Warren D. H., Healy J. H. Structure of the crust in the conterminous United States. "Tectonophysics", 1973, vol. 20 (1—4), p. 203—213.

Wayland E. I. African rift valleys. "Geogr. J.", 1921, 57.

Wayland E. I. The tectonics of Albertine rift. "Nature", 1932, vol. 129.

Wellman P., Mc Elhinny M. W. K-Ar age of the Deccan traps, India. "Nature", 1970, v. 227, p. 595—596.

Whiteman A. I. Formation of the Red Sea depression. "Geol. mag.", 1968, 105, № 3, p. 231—246.

Wiesemann G. Zur Tektonik des Gebietes östlich des Grabenabschnittes Totes Meer — Jordantal. In: Beiträge zur Geologie Jordaniens. Beihefte geol. Jahrbuch. Heft 81, Hannover, 1969, S. 215—245.

Wiesner K. Vergleichende Beobachtungen on Geologie und Tektonik in Eritrea und Harrar-W (Äthiopien). "Geol. Rundschau", 1970, Bd. 59, Heft 2, S. 391—408.

Williams L. A. I. The Kenya Rift volcanics; a note on volumes and chemical composition. "Tectonophysics", 1972, vol. 15, № 1/2, p. 83—96.

Willis B. East African plateaus and rift valleys. Studies in comparative seismology. Publ. Carnegie Inst. 1936, 470.

Wimmenauer W. Igneous rocks of the Rhinegraben. In: "The Rhinegraben progress report 1967", ed. I. P. Rothe, K. Sauer, Freiburg-Strasbourg, 1967.

Wohlenberg J. Geophysikalische Aspekte der ostafrikanischen Grabenzonen. — "Geol. Jahrbuch", 1975, Reihe E, Heft 4, 82S.

Zak I., Freund R. Recent strike slip movements along the Dead Sea rift "Israel Journ. Earth Sci.", 1966, vol. 15, p. 33—37.

Zarudzki E. F. The strait of Sicily — a geophysical study. "Revue geogr. phys. geol. dynam.", 1972, vol. XIV, № 1, p. 11—27.

УКАЗАТЕЛЬ СОВРЕМЕННЫХ РИФТОВЫХ СТРУКТУР

- Аденского залива рифт (рифтовая зона) 7, 13, 21, 51, 50, 57, 58, 64, 67, 69, 70, 72, 74, 87, 88, 145, 133, 194, 199, 201, 213, 220
Акаба залива грабен 78, 81—87
Альберт, грабен 25, 27, 41, 137, 134, 195
Альберт-Нил, грабен 25, 27, 42
Афар, впадина 55, 58, 60, 63—69, 75, 78, 180, 185, 192, 194, 196, 198, 201
Африкано-Аравийский рифтовый пояс (система грабенов) 4—6, 8, 16, 19—21, 23, 24, 40, 42, 57, 63, 69, 72, 81, 87, 88, 90, 119, 122, 141, 155, 163, 189, 191, 192, 203, 205, 215, 223, 249, 250, 255
- Байкальский грабен (впадина) 3, 4, 5, 6, 34, 122, 125, 128, 131, 133, 136, 137, 139, 195, 197, 200
Б. рифтовый пояс 8, 17, 122, 131, 133—137, 189, 140, 184, 187, 190, 193, 200, 205, 206, 249
Баргузинский грабен (впадина) 126
Баффинова залива рифтовая зона 214, 262
Белого Нила система грабенов 35, 50
Бресс (Соны) грабен 112, 113, 173, 237
Бухоро, односторонний грабен 38, 40
- Вадн-эль-Араба, грабен 34, 240
Вами, односторонний грабен 40
Верхнеангарский грабен 124, 131
Верхнего Нила впадина 22, 35, 183, 137
Верхнелуарская зона грабенов 114
Верхнерейнский грабен (рифтовая зона) 310, 91—107, 111, 115, 173, 187, 195—198, 200, 201, 262
Вонжи зона 61—63, 66, 67
Восточная рифтово-вулканическая зона Исландии 164, 166, 169, 171—176, 180
Восточно-Африканская рифтовая система (сегмент) 21, 23, 51, 137, 174, 193, 215, 246
Восточно-Тихоокеанский рифтовый пояс (хребет) 6, 15, 141, 143, 145, 147, 150, 157, 158, 159, 162, 255
- Георг впадина (грабен) 27, 29, 41
Гессенская зона разломов (грабен) 91, 93, 95, 96, 101—105, 109, 111, 183
- Данакильский грабен 65, 66
Дархатская впадина 129, 133
Дофинэ (Верхней Роны), впадина 112—114
- Западная (Рейкьянесская) рифтово-вулканическая зона Исландии 164, 166, 169, 171—177, 180
- Индо-Аравийский (Карлсбергский, Западно-Индоокеанский) рифтовый пояс 6, 21, 69, 71, 92, 155, 156, 162, 201, 223, 251
- Индоокеанский рифтовый пояс 15, 157, 255
Иордан долины впадина (грабен) 81, 83
- Кавирондо, грабен 42, 46, 173
Калифорнийского залива рифт (рифтовая зона) 13, 141—143, 145, 147, 150
Камбейский грабен (рифтовая зона) 191, 220, 221
Кампидано (Сардинский) грабен 116—118
Канадского Арктического архипелага рифтовая система 141
Кенийская рифтовая зона 16, 19, 23, 39, 42, 43, 57, 137, 173, 174, 190, 196, 198
Кенийский грабен (рифт Грегори) 43, 44, 46—50, 52, 55, 63, 67, 185, 186, 196, 201
Киву, впадина (грабен) 31, 32
Кито, грабен 145
Кордильерская рифтовая ситема 7, 13, 19, 21, 51, 57, 64, 67, 69, 73—78, 82, 85, 87, 88, 145, 158, 183, 185, 191, 193, 197, 218, 219, 240, 257, 262
Кольбейнсей, рифтовый хребет 162, 173, 215, 260
- Лабрадорского моря рифтовая зона 214, 262
Левантинская зона разломов (рифтовая зона) 16, 17, 21, 73, 78, 81—87, 183, 189, 196, 214, 240, 248, 256
Лимань, грабен 113—115, 198
Линозский грабен 117
- Мальтийский грабен 117
Маньяра озера, грабен 49
Мертвого моря грабен 5, 81, 83, 85
Мессинский грабен 118
Момская рифтовая зона 141, 151
Мона, рифтовый хребет 162, 215
- Нижнерейнская рифтовая зона (грабен) 91, 96, 103, 106, 109, 183, 187, 204
Нижнеронская впадина 113, 114
Никарагуа, грабен 152
Ньяса (Малави), грабен 23, 37—40, 184
- Омо долины грабен 61
- Пантеллерийский грабен 117
Провинции Бассейнов и Хребтов рифтовая система 141, 143, 146, 148, 150, 189, 196—198, 229
Продольных долин Чили, грабены 152, 153
- Рваха-Киломbero—Руфиджи, ступенчатоглыбовая зона 23, 38, 39, 40, 42, 43, 189, 190
Рейкьянес, рифтовый хребет 157, 159, 162, 171, 173, 176, 215, 260

Рейнская система грабенов 6, 91, 96, 105, 109, 111, 174, 183, 184, 191, 250
Рейнско-Ливийский рифтовый пояс 8, 16, 20, 21, 90, 107, 115, 116, 119, 120, 122, 123, 192, 201, 203, 205, 255
Рио-Гранде, рифтовая зона 141, 148, 150
Ронская зона впадин 6, 111—115, 184
Рувензори, поднятие 17, 25—31, 187, 196
Руква, грабен (рифт, впадина) 25, 33, 36—39, 42, 226
Руква-Ньясская рифтовая зона 23, 24, 36, 37, 40, 44, 190, 197

Сан-Андреас, зона разломов 18, 145, 146, 157, 189, 197

Севанская зона впадин 154

Северного острова Новой Зеландии, грабен 152, 185

Североморский грабенообразный прогиб 16, 17, 109, 110, 183, 184, 204

Семлики, грабен 25, 26

Снейк долины грабен 147, 148, 185, 195

Снейфедльснесская зона 164, 165, 168, 169, 171, 173, 176, 180

Срединно-Атлантический рифтовый хребет (пояс) 155, 157, 159, 173, 176, 179, 212, 225, 251, 262

Стефание, грабен 50, 63

Суматры рифтовая зона 152, 185

Суэцкого залива (Суэцкий) грабен (рифтовая зона) 73, 78, 80, 84, 85, 87, 155, 239, 249

Таджура залива грабен 57, 67

Танганьикская рифтовая зона 5, 17, 23, 24—27, 29—36, 40, 42, 44, 51, 53, 141, 184, 187, 190, 192, 197, 199, 201, 218

Т. впадина (рифт) 25, 33, 35, 137, 184, 195

Тивериадского озера грабен 83, 85

Упемба—Кунделунгу—Мверу, ступенчато-глибовая зона 35, 40, 42, 189

Хон (Миссурата) грабен 119

Хуан-де-Фука, рифтовый хребет 147, 149, 150, 151, 256

Хубсугульская впадина (грабен) 127, 129, 131, 133, 134

Центрально-Камчатский грабен 152

Чарская впадина 127, 129, 131, 133

Шеба, рифтовый хребет 70, 71, 72

Шире, грабен 24, 37, 38, 40, 226

Эдуард, грабен 26, 27, 29, 31, 184

Эль-Габ грабен (впадина) 81, 83, 84

Эфиопская рифтовая зона (рифт) 16, 19, 23, 43, 51, 55—63, 66, 137, 171, 183, 186, 196

Эяси озера грабен 49

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие	3
Основные черты строения, категории и типы современных рифтовых зон	10
Африкано-Аравийский рифтовый пояс	19
Ньяса-Танганьикская ветвь	24
Срединный массив Виктория	40
Масайский внутренний массив	42
Кенийско-Эфиопская ветвь	43
Аденская ветвь	69
Красноморско-Левантинская ветвь	72
Соотношения Африкано-Аравийского рифтового пояса и Средиземноморского геосинклинально-орогенного пояса	87
Рейнско-Ливийский рифтовый пояс	90
Рейнский сегмент	91
Североморский сегмент	107
Ронский сегмент	111
Сардинский сегмент	115
Сицилийско-Тунисский сегмент	117
Ливийский сегмент	119
Чад-Камерунский сегмент	120
Байкальский рифтовый пояс	122
Эпиорогенные рифтовые пояса и зоны	140
Внутриокеанические рифтовые пояса и рифтовые зоны Исландии	156
Рифтовые пояса океанов	155
Рифтовые зоны Исландии и их тектоническое положение	163
Особенности строения, магматизма и условия формирования кайнозойских рифтовых зон континентов	182
Строение фундамента рифтовых зон	182
Отложения, выполняющие рифтовые впадины	183
Структуры рифтовых поясов и зон	185
Магматизм рифтовых зон	190
Геофизические поля и глубинное строение рифтовых зон	195
Условия формирования континентальных рифтовых зон	199
Рифтовые зоны геологического прошлого	205
Закономерности развития рифтогенеза в истории Земли	247
Список литературы	263
Указатель современных рифтовых структур	277

Евгений Евгеньевич Милановский

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ КОНТИНЕНТОВ

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Техн. редактор *Л. Н. Шиманова*
Переплет художника *А. Е. Григорьева*
Корректор *Л. В. Сметанина*

Сдано в набор 4/IX 1975 г. Подписано в печать 9/XII 1975 г. Т-20077. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 17,75 с 1 вкл. Усл. печ. л. 24,85. Уч.-изд. л. 26,22. Бумага № 2. Тираж 2200 экз. Заказ 2531/5481—1. Цена 2 р. 92 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.

20.828.

1531

БЕДРА-