

# КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ и ОКЕАНСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
НАУКА



85

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ И ОКЕАНСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ

4308

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



**Континентальный и океанский рифтогенез.** М.: Наука, 1985. 224 с.

В книге проанализированы процессы рифтогенеза в современных океанах и на континентах, а также развитие рифтогенных структур прошлых эпох. На основании такого анализа рассмотрены модели рифтогенных процессов, их роль в эволюции земной коры и формировании ряда полезных ископаемых. Рифтогенез проявляется во всех основных структурных элементах земной коры и является общим для планет и их спутников.

Рецензенты:

Н.А. ШТРЕЙС, Л.П. ЗОНЕНШАЙН

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Время от времени в геотектонике, как, несомненно, и в других науках, некоторые понятия и термины уходят в тень, а другие, наоборот, делаются особенно популярными. Нетрудно заметить, что такие тектонические термины, как блоки, синклиналии, антиклиналии, геосинклинальный режим, стали сейчас употребляться реже. В то же время такие понятия и термины, как плита, тектоническая пластина, аккреция земной коры, рифт, приобрели или приобретают широкое распространение. Объяснение этому очень простое: мы наблюдаем поворот от фиксизма к мобилизму, в сторону признания определяющей роли в формировании горных складчато-покровных сооружений горизонтальных движений, приводящих к образованию сложнейших структур, срыву и скучиванию масс горных пород, в сторону признания дрейфа континентов, а также образования вторичных океанов.

Можно спорить о том, каково наиболее реалистическое направление современного мобилизма, что это: тектоника литосферных плит или теория тектонической расслоенности литосферы (и земной коры, в частности) с дифференцированным движением литопластин на разных уровнях. Но дальнейшая дискуссия о самом мобилизме, есть он или нет его, уже пользы не принесет. Это пройденный этап.

Мне лично представляется, что концепция тектонической расслоенности несравненно геологичнее тектоники литосферных плит и именно она представляет собой современное развитие классических идей А. Вегенера.

Рифты привлекают внимание потому, что, как оказалось, они отражают чрезвычайно важный и широко распространенный тектонический процесс. Его сущность состоит в том, что земная кора растрескивается, делается проницаемой для магматических масс, глубинных растворов и подземного тепла, стены трещины при этом раздвигаются и кора утоняется. Многие связывают такой процесс с восходящими потоками глубинного вещества, входящими в систему конвективной ячеи. При таком механизме главное значение имеют отток и подток глубинных масс.

Новейшие работы в области внутриземной конвекции свидетельствуют о том, что подобное явление нельзя понимать упрощенно. Оно может быть разномасштабным и происходить на разных глубинных уровнях. Связывается конвекция не только с определенными термическими условиями или плотностной дифференциацией, но и с химическими неоднородностями в оболочках Земли. Во всем

этом, как представляется, и надо искать причины рифтогенеза, своеобразия форм его конкретного проявления.

Из сказанного видно, что проблема рифтогенеза — обширная комплексная проблема. Она требует внимания тектонистов, геофизиков, геохимиков, петрологов, металлогенистов. В нашей стране изучением современных рифтовых зон как на суше, так и в океанах занимаются многие. Замечательные исследования проведены с помощью погружающегося аппарата "Пайсис" на Байкале и в Красном море. Но, пожалуй, еще больше работ посвящено древним рифтовым структурам, выявляемым на огромном отрезке геологического времени — до 2 млрд. лет. Поэтому коллективное обсуждение особенностей строения, истории развития и механизма образования рифтогенных структур, обмен исследовательским опытом в этом плане вполне своевременны.

В данной книге публикуются доклады, прочитанные на Всесоюзном тектоническом совещании, проведенном МеждудеPARTMENTальным тектоническим комитетом в 1982 г.

Проблем остается еще немало. Среди них хотелось бы упомянуть следующие. В связи с развитием представлений о вещественных неоднородностях в оболочках Земли как по вертикали, так и по латерали, а равно в связи с новыми данными о конвективных внутриземных процессах, протекающих гораздо сложнее, чем это часто представляется, встает проблема более полного и разностороннего выяснения условий образования рифтовых структур, вообще механизма рифтогенеза. Вкратце об этом уже говорилось выше.

Другая проблема — это рифтогенез в истории Земли. Имеется ряд данных, показывающих, что в раннем протерозое происходило образование рифтов. Но можно думать, что оно было и в архее. По крайней мере результатом такого процесса могло быть образование архейских узких зеленокаменных поясов. Если это так, то рифтогенез относится к числу тектонических процессов, прослеживающихся в течение миллиардов лет. Таким образом, посредством его изучения можно проникнуть в характер глубинных процессов ранних стадий развития Земли. В данном случае полезно обратиться и к сравнению рифтов Земли с рифтами других планет.

Чисто структурное изучение рифтов также составляет существенную проблему. Для ряда рифтов, имеющих меридиональное или близкое к нему простирание, устанавливается асимметричное строение, выражающееся в различных структурных особенностях бортов. Это можно видеть в Исландии, в рифтах Срединного хребта Северной Атлантики, в Красноморском рифте. Такую асимметрию можно объяснить, если привлечь представление о влиянии на тектогенез вообще и рифтогенез в частности изменений в режиме вращения Земли.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть большую научную и практическую значимость изучения явлений рифтогенеза.

*Ю. М. Пущаровский*

Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ

**ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА**

Последние 20—25 лет были ознаменованы бурным развитием исследований рифтовых зон и процесса их развития — рифтогенеза. Выяснилось, что рифтогенез проявляется не только на континентах, где отдельные рифтовые зоны (Рейнская, Байкальская, Африкано-Аравийские) известны уже более 100 лет, но и главным образом в океанах и представляет собой один из важнейших по своей геодинамической значимости и распространенности тектонических процессов, по крайней мере в течение мезозоя—кайнозоя. Осознание громадной глобальной роли рифтогенеза и его крайнего выражения — расширения океанического дна — явилось одной из главных предпосылок как для возрождения идей мобилизма, и прежде всего для формирования его современной модификации — концепции тектоники литосферных плит, так и для роста популярности альтернативной гипотезы расширения Земли. Поиски аналогов современных рифтовых зон Земли привели к выявлению широкого распространения рифтовых и рифтоподобных зон в геологическом прошлом; начиная с позднего докембрия, и структур, приближающихся к ним по некоторым своим признакам, даже с раннего докембрия (архея) и тем самым к установлению большой роли явлений горизонтального расширения земной коры на протяжении почти всей геологической истории, к открытию структур рифтогенного типа на других планетных телах, в первую очередь на Марсе, а также на Венере, некоторых спутниках Юпитера и пр. Выяснилось, таким образом, что рифтогенез представляет собой не специфически земное явление, а процесс, осуществляющийся на различных стадиях эволюции планет Солнечной системы.

Исследованию рифтовых зон и рифтогенеза посвящается в последнее время огромное число работ, публикуемых как в Советском Союзе, так и за рубежом. Для изучения рифтовых зон континентов и океанов за последние 15 лет был организован ряд специальных комплексных экспедиций Академии наук СССР в Байкальской области, Восточной Африке, Исландии, Красном море, а также в районах срединных рифтовых хребтов Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Аналогичные экспедиции организуются и в ряде других стран. Проблемы рифтогенеза систематически обсуждаются на многочисленных национальных и международных симпозиумах, посвященных региональным и глобальным вопросам строения и развития рифтовых зон. Однако, несмотря на большие успехи в изучении рифтогенеза, многие проблемы остаются еще недостаточно исследованными, неясными, остро дискуссионными или запутанными.

Что же такое рифтогенез и что представляют собой рифтовые зоны, в которых он протекает? В этих вопросах существует в настоящее время большая пестрота и даже противоречивость мнений, и потому необходимо выработать более или менее единообразное понимание этих терминов и обозначаемых ими понятий.

Не претендуя на объяснение причин рифтогенеза, но стремясь дать определение, включающее всю совокупность основных, характерных для рифтогенеза поверхностных и глубинных явлений и признаков современных рифтовых зон, можно определить эти понятия следующим образом. Рифтовые зоны (и рифтовые пояса, в которые они объединяются) представляют собой обширные (измеряемые многими сотнями и тысячами километров в длину), полосовидные области повышенного, нередко и очень высокого термического режима, в которых происходит подъем нагретого мантийного материала, сопровождаемый некоторым растеканием его в стороны в подошве коры и частичным проникновением внутрь земной коры, ее более или менее значительным свободообразным выпучиванием и горизонтальным растяжением, растрескиванием, локальным проседанием линейно вытянутых растянутых присводовых участков (собственно рифтов) или даже разрывом сплошности ранее существовавшей в их основании коры и подъемом и выносом на поверхность магматических продуктов плавления мантийного (и частично корового) вещества.

Масштаб и относительная роль отдельных взаимосвязанных элементов этого процесса, называемого рифтогенезом, существенно различаются в рифтовых зонах разного типа. Так, вулканизм может быть очень интенсивным и длительным в одних из них либо умеренным или слабым, локальным и эпизодическим или даже совсем отсутствовать в других. Абсолютное поднятие поверхности может быть интенсивным и предшествовать формированию рифтовой впадины или быть относительно слабым, происходить лишь после ее возникновения и проявляться на обоих бортах рифтовой впадины или лишь на одном из них либо вообще почти отсутствовать (например, в рифтовых зонах Судана, Тунисского пролива и пр.). Амплитуда и скорость растяжения могут варьировать от ничтожных (в районе массива Рувензори в Танганьикской рифтовой зоне) до весьма значительных (в океанских рифтовых зонах).

Следует отметить, что в приведенном выше описательном определении рифтовых зон и рифтогенеза отсутствует упоминание о таких важнейших показателях, как типы земной коры, свойственные рифтовой зоне или отдельным ее элементам; как фланги и осевой грабен или раздвиговая зона, т.е. собственно рифт; как геометрические параметры последнего (длина, ширина, глубина проседания); как характер и мощность выполняющих его осадочных формаций, состав магматических образований, сопутствующих рифтообразованию; как особенности гравитационного и магнитного полей, и т.д. Отсутствие указаний на эти важнейшие характеристики рифтовых зон связано с тем, что они могут весьма

резко различаться в разных их категориях и типах, но вместе с тем обладают общими или сходными чертами в пределах отдельных типов рифтовых зон. Так, присутствие коры того или иного типа (континентальной и океанической) в пределах флангов рифтовой зоны (пояса) и ее осевой части является главным критерием для различения главных категорий рифтовых зон — внутриконтинентальных, межконтинентальных, периконтинентальных и океанических; петрохимический тип вулканизма оказывается существенно различным не только в океанических и континентальных рифтовых зонах, но и в разных группах последних (например, эпиплатформенных и эпиорогенных), магнитное поле различных типов рифтовых зон не только резко различается по своему рисунку, но и имеет различное происхождение и разный возраст (синрифтовый в океанических и существенно дорифтовый в континентальных рифтовых зонах) и т.п.

Сравнительное изучение мезозойско-кайнозойских рифтовых зон позволяет выявить наряду с рядом общих черт значительные различия между ними, что проявляется в свойственных рифтам типах строения земной коры, тектонической позиции, характере и масштабе деформаций (в частности, в амплитудах горизонтального расширения), роли магматизма и составе его продуктов, степени "зрелости" и др.

В качестве главных категорий мезозойско-кайнозойских рифтовых поясов и зон выделяются внутриокеанические (обычно не совсем точно называемые срединно-океаническими), межконтинентальные и внутриконтинентальные, а также периокеанические или периконтинентальные (в основном развивавшиеся в мезозое по периферии нынешних Индийского и Атлантического океанов и сохранившиеся в виде отмерших погребенных структур). В отличие от трех первых категорий, обладающих в поперечном сечении квазисимметричным строением, периконтинентальные рифтовые зоны в поперечном сечении резко асимметричны и обрамляются с одной стороны областями с корой континентального, а с другой — океанического типа.

Среди внутриконтинентальных рифтовых зон различаются эпиплатформенные (или интракратонные) и эпиорогенные, существенно различные по характеру структурных форм и их сочетаний и типу магматизма. Первым свойственны обычно цепочки крупных грабенов, во вторых часто развиваются системы из нескольких взаимопараллельных грабенов, чередующихся с горстами (клавиатуры блоков). Для первых характерно широкое развитие основных (а нередко даже ультраосновных), реже — более кислых вулканитов повышенной щелочности, для вторых — извержение нормальных известково-щелочных продуктов, сходных по составу с вулканитами эпигеосинклинальных орогенных областей.

Среди интракратонных рифтовых зон по относительной роли проявлений магматизма, структурному стилю и последовательности тектонических деформаций различаются два крайних типа, связанных между собой переходами, — сводово-вулканический и щелевой.

Это разделение, предложенное автором около 15 лет назад на основании эмпирически установленных различий в структуре, истории развития и роли вулканизма, как выясняется в последнее время, имеет важное генетическое значение, отражая различия в происхождении тех или иных рифтовых зон (см. ниже).

Межконтинентальные рифтовые зоны, современными представителями которых являются рифтовые зоны Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов, по единодушному мнению исследователей, возникают в процессе далеко зашедшего развития зрелых внутриконтинентальных рифтовых зон, завершившегося полным разрывом и раздвигом континентальной коры в их осевых частях. Сложнее обстоит вопрос с происхождением внутриокеанических рифтовых зон и поясов, которые ряд исследователей считают результатом дальнейшей эволюции межконтинентальных рифтовых зон и поясов. Но такое представление нельзя считать универсальным. Если оно справедливо в отношении рифтовых поясов Лабрадорского и Баффинова морей, Северного Ледовитого и, вероятно, Атлантического океанов, то вовсе неприменимо к рифтовому поясу Тихого океана, заложенному в пределах области с уже ранее существовавшей океанической корой. Таким образом, хотя рифтообразование при своей локализации использует структурно-вещественные неоднородности земной коры или приспособляется к ним, оно в общем может накладываться на кору и литосферу любого типа, как континентального, так и океанического. Этот факт, так же как и огромная протяженность современной мировой рифтовой системы, простирающейся более чем на 70000 км через все океаны Земли, явно свидетельствует о том, что рифтогенез контролируется процессами, зарождающимися значительно ниже основания земной коры, вероятно, в глубоких частях мантии, а возможно, и на ее границе с ядром.

Тектонические деформации, свойственные рифтовым зонам, и созданные ими структурные формы и их сочетания обладают довольно большим разнообразием. Если ограничиться лишь деформациями, связанными с растяжением и раздроблением земной коры (собственно рифтингом, по английской терминологии), не рассматривая новообразование и разрастание океанической коры, происходящее в осевых частях межконтинентальных и внутриокеанических рифтовых зон (т.е. спрединг), то по особенностям строения рифтовых зон в поперечном сечении можно наметить несколько основных стилей деформаций (рис. 1): I — ступенчатые грабены, ограниченные и рассеченные нормальными наклонными сбросами (преобладают наклоны 5—70°, реже — более пологие или крутые); II — клавиатуры блоков; III — системы листрических, т.е. выполаживающихся книзу (ковшеобразных) сбросов; IV — пологие срывы растяжения (detachment faults и decollement faults), над которыми в свою очередь могут развиваться структуры типов I—III.

Приведенная последовательность этих структурных типов, как правило, в основном отражает увеличение амплитуды горизонтального растяжения земной коры и соответственно ее общее

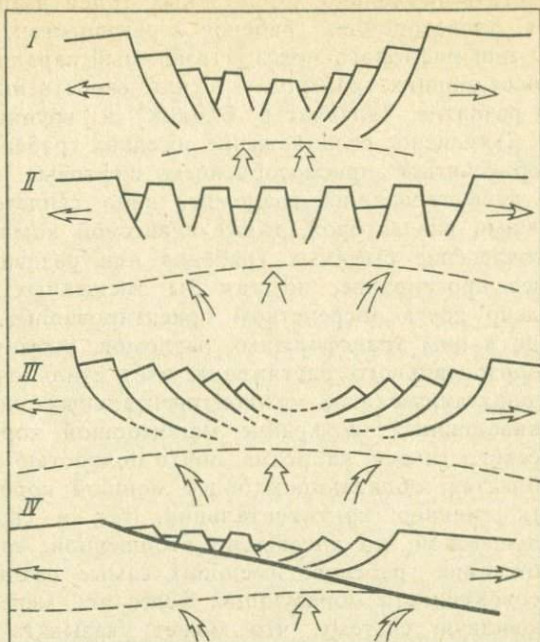


Рис. 1. Характерные типы тектонических деформаций в рифтовых зонах

I — ступенчатый грабен; II — клавиатура блоков; III — система ковшеобразных (листрических) ступенчатых сбросов; IV — пологий срыв растяжения (detachment fault, decollement fault) со структурами типов II и III над ним

утонение. I тип наиболее свойствен континентальным интракратонным рифтовым зонам и часто контролируется наличием ранее существовавших глубинных разломов. II тип наиболее характерен для эпирогенных рифтовых зон (например, для рифтовой провинции бассейнов и хребтов в Кордильерской области Северной Америки). III тип встречается в эпирогенных рифтовых зонах, но наиболее свойствен, как показывают результаты сейсмических исследований, периконтинентальным рифтовым зонам, в частности выявленным на восточной периферии Атлантического океана.

IV тип установлен лишь недавно геофизическими исследованиями в некоторых эпирогенных рифтовых зонах Северной Америки, в частности в провинции Бассейнов и Хребтов, но, по-видимому, он распространен более широко. В плане очертания рифтовых структур, в частности грабенов, обладают характерными особенностями. При общем, близком к прямолинейному, простирании грабена он обычно состоит из ряда коленчато сочленяющихся отрезков, четко выраженных в сходной зигзаговидной конфигурации краевых сбросов на обоих бортах грабена, создающей иллюзию первоначального непосредственного смыкания этих бортов, хотя в действительности амплитуда горизонтального растяжения в грабенах континентальных рифтовых зон обычно в 5—10 раз уступает ширине грабенов.

Можно наметить несколько характерных типов взаиморасположения грабенов, односторонних грабенов и раздвиговых зон внутри рифтовой зоны или рифтового пояса: 1) взаимный параллелизм ряда грабенов и односторонних грабенов — стиль, свойственный, в частности, зонам развития "клавиатур блоков" и крупных листрических сбросов; 2) кулисное расположение соседних грабенов, которое может либо объясняться приспособлением рифтовых структур к системе ранее существовавших разломов, либо свидетельствовать о наличии, помимо раздвиговой, также сдвиговой компоненты деформации; 3) сочленение смежных грабенов или раздвиговых зон, имеющих общее простираие, но как бы смещенных в стороны друг относительно друга посредством ориентированных поперечно или диагонально к ним трансформных разломов, вытянутых вдоль направления горизонтального растяжения; этот стиль очень характерен для внутриокеанических и межконтинентальных рифтовых зон и поясов, развивающихся на крайне маломощной коре (и литосфере) океанического типа и, напротив, почти полностью отсутствует в рифтовых областях, обладающих более мощной корой (и литосферой) — как типично континентальной, так и своеобразной, близкой к океанической, но аномально утолщенной, свойственной Исландии; 4) сочетание грабенов, имеющих самые различные простираия и в совокупности образующих более или менее сложную сеть или древовидную систему, что может указывать на разнонаправленный характер горизонтального растяжения в данной области, иначе говоря, на то, что в ней посредством расширения в грабенах происходило как бы "расползание" земной коры в разные стороны. Этот стиль деформаций наиболее характерен для взаимосочетаний мезозойских рифтовых зон Индостана, Юго-Восточной Африки, Западной Африки, Бразилии, северо-запада Европы и пр., запечатлевших ранние стадии деструкции континентальной коры в периферических зонах формирующихся впадин Индийского и Атлантического океанов.

Расположение отдельных грабенов и других активных структур внутри области рифтообразования не случайно. В областях континентального рифтогенеза с очевидностью устанавливается их приуроченность или приспособление к благоприятным для локализации деформаций растяжения ослабленным зонам — древним разломам разного кинематического характера (сбросового, надвигового, сдвигового), нередко глубинного типа, границам мегаблоков земной коры, шовным межблоковым зонам и т.п. Характерна приуроченность многих внутриконтинентальных рифтовых и рифтоподобных зон различного возраста, а также мезозойских периконтинентальных рифтовых зон к гранулитовым поясам архея и раннего протерозоя. Вместе с тем архейские массивы (мегаблоки, "кратоны") с широким развитием гранито-гнейсовых куполов являются неблагоприятной средой для развития рифтовых и рифтоподобных структур, которые затухают при приближении к ним или огибают их. На платформах, где существует относительно редкая сеть крупных разломов, интракратонный рифтогенез фокусируется в единичных круп-

ных грабенах, тогда как в молодых складчатых областях, расчлененных многочисленными продольными разломами, не утратившими своей активности, где нижняя часть коры обладает повышенной пластичностью, эпиорогенный рифтогенез часто рассредоточен в нескольких или даже многих грабенах и других зонах растяжения.

По мере того как в сферу исследований рифтогенеза стали вовлекаться, помимо "живых" кайнозойских рифтов, мезозойские рифтовые зоны и их более древние, палеозойские и даже протерозойские, аналоги, начинает выясняться все большая длительность рифтового процесса, неравномерность его проявления во времени и свойственная многим рифтовым и рифтоподобным зонам способность к возобновлению рифтового режима после продолжительных периодов тектонической и магматической пассивности. Если в кайнозойских рифтовых зонах континентов период их активного развития (еще не закончившийся) не превышает десятков миллионов лет (причем максимальная активность в большинстве их падает на последние 5—10 млн. лет), то внутриокеанические рифтовые зоны и пояса в плане, близком к современному, развиваются, по крайней мере, уже с середины мела (т.е. не менее 100 млн. лет), а гондванские грабены Индостана и каррусские Юго-Восточной Африки — с позднего палеозоя до начала юры или даже до мела (т.е. в течение 150 и, может, быть, даже 200 млн. лет). Более древние же интраконтинентальные рифтовые зоны, авлакогены древних платформ, заложенные в позднем протерозое, активно развивались в течение значительной части рифея, на протяжении 300—500 млн. лет и даже почти 1 млрд. лет, а затем, после длительной паузы, нередко регенерировались в раннем или чаще среднем палеозое и в ряде случаев сохраняли тектоническую подвижность вплоть до конца мезозоя, и, следовательно, общая продолжительность времени их развития могла достигать 1—1,5 млрд. лет. Правда, следует указать, что, как будет показано ниже, кинематический режим в ходе развития древних (домезозойских) рифтовых и рифтоподобных зон не сохранялся постоянным и периоды растяжения в них могли сменяться (и чередоваться) не только периодами его ослабления или отсутствия горизонтальных движений, но и короткими фазами сжатия.

Таким образом, для многих древних континентальных рифтовых зон устанавливается циклический характер развития с существованием двух, а иногда даже трех циклов. Некоторые кайнозойские интраконтинентальные рифтовые зоны, например южная часть Танганьикской и зона Руква в Восточной Африке, Байкальская зона, также наследуют или возрождают более древние рифтогенные структуры палеозойского или мезозойского возраста. Изучение строения фундамента ряда кайнозойских континентальных и возникших на их месте межконтинентальных рифтовых зон показало, что их заложению мог предшествовать более или менее продолжительный (от 50—100 до 300—400 млн. лет) период предрифтового развития, выраженного своеобразным тектоническим и магматическим

режимом. Для него характерны преобладание сводообразного вздымания будущей рифтовой зоны и малообъемные, но длительные и нередко неоднократно повторяющиеся проявления щелочного магматизма (щелочного ультрабазитового, щелочно-базитового и реже — щелочно-гранитоидного) в виде формирования вулканоплутонических массивов центрального типа (вследствие последующей денудации в основном сохраняется их глубинная, интрузивная, часть). Подобные дорифтовые щелочные массивы (раннекайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста) установлены, например, в пределах Рейнской, Кенийской, Байкальской, Красноморской рифтовых зон.

Следует заметить, что, хотя эти магматические образования, так же как и существование режима сводового поднятия, могут рассматриваться как своеобразные предвестники рифтогенеза, поскольку они указывают на возбужденный тектоно-магматический режим верхней мантии подобных зон, благоприятный для последующей локализации в их пределах рифтовых зон, далеко не во всех случаях вслед за развитием на платформах сводовых поднятий и щелочного магматизма центрального типа начинается рифтогенез. Это обстоятельство дает основание некоторым исследователям отрицать преемственную генетическую связь возникновения континентальных рифтовых зон с подобным тектоно-магматическим режимом, с чем вряд ли, однако, можно согласиться. Когда подобный "предрифтовый" режим сменится собственно рифтовым и произойдет ли эта смена вообще, зависит, по-видимому, от того, попадет ли и когда именно соответствующая область сводового вздымания и щелочного магматизма центрального типа в кинематическую обстановку растяжения, свойственную зонам рифтогенеза, и в случае, если в определенное время такая обстановка возникнет (в пределах обширного региона или даже всей Земли), рифтообразование локализуется в первую очередь в подобных областях, возбужденная тектоносфера которых была наиболее подготовлена для его зарождения и развития.

Развитию океанических и большинства континентальных рифтовых зон сопутствуют, а нередко и предшествуют более или менее значительные проявления магматизма, однако в некоторых рифтовых зонах последний может отсутствовать или проявляться локально, эпизодически и в весьма ограниченных масштабах; этот факт, в частности, получил отражение в выделении среди интракратонных рифтовых зон континентов сводово-вулканического и щелочного (невулканического или слабо вулканического) типов. Неоднозначность соотношений между масштабом магматизма и зрелостью рифтовых зон позволила некоторым геологам высказать мнение об отсутствии прямых причинных связей между вулканизмом и рифтообразованием; этот крайний взгляд, однако, не разделяется большинством исследователей рифтогенеза.

В общем интенсивность магматизма и, в частности, вулканической активности, сопряженной с рифтообразованием, находится в прямой зависимости от величины теплового потока, масштаба

и скорости горизонтального расширения, происходящего в той или иной рифтовой зоне и на отдельных ее участках. Поэтому во внутриокеанических рифтовых поясах и зонах, где амплитуда и скорость раздвижения в целом больше, чем в континентальных, масштаб вулканического процесса более значителен, чем в последних. Однако и в тех и в других его интенсивность может существенно варьировать, достигая максимумов на тех их участках, к которым приурочены положительные тепловые аномалии ("мантийные плюмажи", "мантийные диапиры"), например в районе Исландии в Срединно-Атлантическом рифтовом поясе и в районах Кении и Афара—Эфиопии в Афро-Аравийском поясе.

Важное значение имеет также фактор относительной проницаемости коры рифтовой зоны для распространяющегося из мантии глубинного тепла и эманаций. В случаях малой проницаемости коры тепло аккумулируется в верхах мантии и низах коры, вызывая их разуплотнение ("разбухание"), вплоть до формирования глубоких магматических очагов и сводообразование на поверхности, а в дальнейшем происходит разгрузка магматических очагов, главным образом через те продольные разломы на оси свода, по которым осуществляется раскрытие, раздвигание и проседание рифтового грабена (тип развития, свойственный сводово-вулканическим рифтовым зонам континентов). Напротив, если земная кора рифтовой зоны с самого начала рифтообразования оказывается хрупкой, легко поддающейся раздвиганию и проницаемой для потока глубинного тепла, т.е. служит как бы "отдушиной" для последнего, то крупных линз разуплотненного материала и значительных магматических очагов в основании коры не возникает, предрифтовое сводообразование не происходит или оказывается незначительным, вулканизм, сопутствующий рифтообразованию, отсутствует или проявляется локально, а рифтовый процесс осуществляется по "щелевому типу".

Состав продуктов синрифтового магматизма зависит от величины теплового потока и скорости расширения в отдельные фазы рифтообразования, а также от строения и мощности земной коры и степени ее прогремости в эпоху рифтогенеза.

В основном, за исключением эпиорогенных рифтовых зон континентов, вулканические и плутонические образования, связанные с рифтообразованием, порождаются магмами мантийного происхождения. Роль земной коры в генерации магм, а также в ассимиляции и контаминации корового вещества глубинным расплавом в океанических рифтовых зонах совершенно ничтожна, но несколько возрастает в континентальных интракратонных рифтовых зонах, в частности в Эфиопской, где извергались большие количества продуктов субщелочного кислого состава.

Однако если в океанических межконтинентальных рифтовых зонах, где скорости расширения велики, а генерация магматического расплава из верхов мантии происходит в большом масштабе на относительно небольших глубинах, магма имеет в основном толеит-базальтовый состав, то в континентальных интракратонных рифтовых зонах с меньшей в целом скоростью расширения и

интенсивностью теплового потока генерация магмы происходит на значительно больших глубинах (50—100 км) и в меньших, а подчас и ничтожных масштабах и выплавляются расплавы щелочно-базальтового и щелочно-ультрабазитового состава, дающие при своей дифференциации широкий спектр различных щелочных пород. При этом состав изверженных вулканических продуктов и их количества существенно изменяются в ходе рифтового процесса в зависимости от изменений скорости горизонтального расширения рифтовой зоны. В фазы, когда это расширение незначительно или почти отсутствует, извергаются сравнительно небольшие порции сильно щелочных продуктов, обычно связанных с деятельностью отдельных вулканов центрального типа, тогда как в фазы быстрого расширения и вскрытия крупных продольных разломов на поверхность поступают значительные массы менее глубинных вулканитов субщелочного состава и даже оливиновых базальтов, извергающиеся из каналов преимущественно трещинного типа, а в испытывающих наибольшее растяжение рифтовых зонах переходного между континентальными и межконтинентальными характера, как Афарская, в такие фазы изливаются даже базальты, приближающиеся к толеитовым.

Существенно отличаются от других типов рифтовых зон по составу магматических продуктов эпиорогенные рифтовые зоны континентов, возникающие на месте эпигеосинклинальных орогенных областей и преемственно связанные с ними в своем развитии. Рифтогенез в этих зонах начинается в условиях существования унаследованного от орогенного этапа высокого теплового потока и сильного разогрева земной коры, нижние и даже средние горизонты которой находятся в пластичном состоянии и заключают магматические очаги, которые в связи с переходом к рифтовому режиму со свойственным ему горизонтальным растяжением, раздроблением и раскрытием верхних частей коры подвергаются разгрузке. Ранние стадии развития эпиорогенных рифтовых зон характеризуются извержениями известково-щелочных продуктов преимущественно среднего (андезитового) и умеренно кислого (дацитового) состава, а более поздние — формированием контрастных серий с различными количественными соотношениями кислых (главным образом риолитовых) и основных (базальты) вулканитов при постепенном возрастании роли последних. Если первые, очевидно, имеют коровое, то вторые — мантийное происхождение.

Существует мнение, что рифтогенез представляет собой не самостоятельный процесс, а лишь раннюю стадию геосинклинального процесса. С этим мнением нельзя вполне согласиться, хотя в нем и есть некоторое рациональное зерно. Ранняя стадия развития геосинклинальных областей и поясов, характеризующаяся преобладанием горизонтального растяжения, деструкцией ранее существовавшей коры, развитием грабенов и т.п., действительно несколько напоминает картину развития рифтовых зон, и эту стадию можно называть рифтоподобной. Но если в геосинклинальных областях эта ранняя стадия сменяется в дальнейшем зрелой и, наконец, поздней (орогенной) стадией, когда после глубокого погружения

геосинклинальные прогибы подвергаются сильному горизонтальному сжатию, превращаются в складчатые или складчато-покровные сооружения, испытывающие интенсивное воздымание (орогенез), то ничего похожего в мезозойско-кайнозойских рифтовых зонах и поясах мы не наблюдаем: в них прерывистое горизонтальное растяжение либо через некоторое время просто прекращается, либо продолжается в течение длительного периода и даже усиливается, приводя не только к раздроблению и утонению, но и к полному разрыву ранее существовавшей коры и спредингу, свойственному современным межконтинентальным и в еще большем масштабе океанским рифтовым зонам.

Таким образом, в глобальном плане мезозойско-кайнозойские рифтовые и геосинклинальные области и пояса представляют собой хотя и кинематически связанные, но не родственные, а в определенной мере даже антагонистические и комплементарные друг по отношению к другу типы тектонических зон: в первых осуществляются горизонтальное расширение и деструкция земной коры, а во вторых — в конечном счете ее сжатие и скучивание. Правда, необходимо заметить, что, как будет показано ниже, подобные коренные различия и даже почти полная противоположность рифтового и геосинклинального процессов, свойственные мезозойско-кайнозойскому этапу развития Земли, не проявлялись столь резко в течение более древних этапов ее истории. Напротив, в ходе геологической истории соотношения рифтового и геосинклинального процессов, свойственные мезозойско-кайнозойскому этапу развития Земли, не проявлялись столь резко в течение более древних этапов ее истории. Напротив, в ходе геологической истории соотношения рифтового и геосинклинального процессов изменялись, так же как изменялся и сам характер тех тектонических процессов, протекавших в протерозое и палеозое, которые мы можем с той или иной степенью уверенности или условности уподобить рифтогенезу и геосинклинальному процессу мезозоя—кайнозоя.

На современном лике Земли рифтовым поясам и зонам как областям большего или меньшего горизонтального расширения противостоят примерно равновеликие с ними по общей площади геосинклинально-орогенные пояса, в пределах которых в целом осуществляется противоположный в кинематическом отношении процесс горизонтального сжатия или сокращения земной коры; в связи с этим естественно возникает предположение о возможности приблизительного или даже полного взаимного уравнивания этих процессов в глобальном масштабе. В основе концепции тектоники плит лежит, как известно, представление о полной взаимной компенсации деформаций горизонтального растяжения и сжатия в этих поясах, в основном выраженных соответственно в виде спрединга и коллизии литосферных плит (главным образом в форме субдукции) в любой момент их геологического развития при обязательной в этом случае неизменности радиуса Земли. Однако последнее никак не доказывается, а лишь постулируется как необходимое условие, без соблюдения которого не может осуществляться та строгая и изящная геометрия взаимных перемещений

литосферных плит, которая так подкупает в построениях сторонников этой концепции.

Поскольку реально существует неравномерность и периодичность в проявлении деформаций сжатия в геосинклинальных областях (выраженная в наличии фаз складчатости, намеченных впервые Г. Штилле и подтвержденных последующими исследователями, или фаз усиления коллизии литосферных плит, в терминах концепции глобальной тектоники, причем наиболее значительные из этих фаз имеют общепланетарный характер), то, очевидно, должна иметь место и аналогичная периодичность в изменениях интенсивности проявлений деформаций растяжения в рифтовых зонах и поясах (включая спрединг в океанических рифтах). При этом, согласно концепции тектоники плит, фазы усиления расширения в рифтовых зонах при неизменности радиуса и объема Земли должны совпадать во времени с фазами усиления коллизии литосферных плит в разных ее формах (субдукции, обдукции, общего сучивания, складко-, надвиго- и покровообразования), т.е., иначе говоря, с так называемыми фазами складчатости.

Исследования, проведенные в последние годы в кайнозойских и более древних рифтовых зонах, действительно подтвердили наличие неравномерности их развития во времени и периодичности в проявлениях горизонтального расширения, временные усиления которого, сопровождаемые, как правило, активизацией вулканизма, происходят более или менее синхронно во многих или даже во всех рифтовых зонах. Так, последняя крупная фаза усиления растяжения в континентальных рифтовых зонах и спрединга в океанических рифтовых зонах, которой предшествовала фаза ослабления (или даже прекращения) расширения в рифтовых зонах, охватывающая значительную часть миоцена, началась 5—10 млн. лет назад.

Однако эти фазы усиления рифтогенеза, как оказалось, не совпадают с "фазами складчатости" в геосинклинальных поясах (фазами усиления коллизии плит), что должно было бы иметь место, согласно концепции глобальной тектоники, но, напротив, чередуются с ними во времени. Так, последней крупной глобальной фазе рифтогенеза (последние 5—10 млн. лет), сопровождавшейся значительным усилением базальтового вулканизма, отвечает ослабление или даже прекращение проявлений деформаций горизонтального сжатия на большей части протяжения альпийских (кайнозойских) геосинклинально-орогенных поясов, тогда как до этого, в миоцене, когда интенсивность рифтогенеза и спрединга относительно понижалась, в этих поясах неоднократно проявлялись мощные деформации сжатия. Таким образом, "фазам складчатости" в рифтовых зонах отвечают ослабление или прекращение растяжения, нередко перестройки их структурного и кинематического плана (в частности, во внутрокеанических рифтовых поясах), а иногда даже некоторое сжатие; последнее в особенности свойственно домезозойским периодам развития рифтоподобных и рифтовых зон, но в некоторых случаях оно имело место также и в мезозое и кайнозое.

Напротив, фазам усиления рифтогенеза (и спрединга в океанических рифтовых зонах) соответствуют в геосинклиналино-орогенных поясах прекращение деформаций сжатия, активизация вулканизма, а в ряде случаев раздробление и горизонтальное растяжение отдельных их зон вплоть до возникновения грабенных или даже полного разрыва ранее существовавшей в них континентальной коры и появления внутри геосинклиналино-орогенного пояса зон с новообразованной корой океанического типа — так называемых офиолитовых зон<sup>1</sup>.

Такой характер соотношений фаз усиления деформаций растяжения и сжатия соответственно в рифтовых и геосинклиналино-орогенных областях и их чередование во времени свидетельствуют против предположения о полной глобальной компенсации одновременно происходящего горизонтального расширения в одних зонах Земли и сокращения в других и в пользу существования периодических пульсаций, охватывающих всю нашу планету или обширные ее части. Конечно, не следует при этом считать, что в определенные эпохи происходило только расширение, а в другие — только сжатие земной коры, в чем нередко несправедливо упрекают сторонников идеи пульсаций Земли, чрезмерно упрощая и оглушая эту концепцию. В действительности речь может идти лишь о преобладании того или иного процесса в глобальном масштабе.

Идея о связи усиления рифтогенеза с положительными фазами пульсаций Земли находит в последнее время возрастающее признание и популярность среди исследователей как в нашей стране, так и за рубежом. В частности, недавно ее поддержал известный исследователь структуры Северной Атлантики Р. Шеридан, предполагающий, что фазы усиления рифтогенеза и спрединга были вызваны циклическим характером выделения тепла и подъема восходящих струй горячего материала от границы ядра и мантии и вместе с тем были связаны с определенными состояниями магнитного поля Земли, также порождаемыми процессами, происходящими на этой границе.

Имеются серьезные основания предполагать, что суммарная величина расширения земной коры, происходившего в течение мезозоя—кайнозоя в рифтовых зонах и прежде всего в ходе спрединга в рифтовых зонах океана, превосходила в целом суммарную величину сокращения земной коры в результате ее скучивания в геосинклиналино-орогенных поясах и, в частности, гипотетической субдукции, роль которой в плито-тектонических моделях, по-видимому, преувеличена. Если это действительно так, то многочисленные пульсации Земли в кайнозое должны были происходить на фоне некоторого, вероятно небольшого, постепенного расширения нашей планеты в течение этой эпохи ее геологической истории.

Проблема причин рифтообразования в последние годы широко обсуждается в советской и зарубежной литературе, но она еще

<sup>1</sup> Офиолитовые зоны в дальнейшем, в течение последующих "фаз складчатости", первыми подвергаются интенсивному сжатию, раздавливанию и шарьированию на смежные с ними зоны.

далека от своего разрешения. Природа рифтогенеза, представляющего один из важнейших тектоно-магматических процессов, естественно, по-разному трактуется в рамках различных современных альтернативных геотектонических концепций и сможет получить однозначную интерпретацию лишь в результате преодоления противоречий между ними. В настоящее время в ее трактовке наметились два основных направления, получивших в работах некоторых американских исследователей (Берке, Сенгер, Морган, Бейкер и др.) несколько условные наименования — активный и пассивный рифтогенез.

В настоящее время можно считать общепризнанным, что рифтогенез сопровождается подъемом аномального горячего мантийного материала пониженной плотности и вязкости и некоторым его латеральным расползанием в верхах мантии, где образуется так называемая рифтовая подушка, и даже частичным проникновением в кору. Но является ли этот процесс первичным и вызывает ли он рифтообразование, т.е. горизонтальное растяжение некоторых участков земной коры с формированием в их верхней части грабенов и раздвигов, или, напротив, он является следствием горизонтального растяжения литосферы в зоне рифтогенеза, происходящего под влиянием каких-то внешних по отношению к ней факторов, действие которых проявляется в более обширных областях Земли или даже глобально, во всей ее оболочке, и представляет, таким образом, локальный процесс разогрева, разуплотнения и как бы "подсасывания" глубинного материала под участком литосферы, испытывающим растяжение, — этот вопрос вызывает споры и трактуется по-разному. Сторонники идеи активного рифтогенеза придерживаются первой точки зрения и связывают его с развитием под рифтовой зоной "мантийного диапира", "мантийного плюмажа", "горячей точки" и т.п. Напротив, сторонники идеи пассивного рифтогенеза разделяют вторую точку зрения, связывая его с регионально или глобально проявляющимся растяжением литосферы под воздействием тех или иных факторов, которое сосредоточивается в некоторых благоприятных для его проявления зонах, под которыми как следствие начавшегося растяжения начинает формироваться мантийный диапир.

Представление об активном рифтогенезе естественно укладывается в рамки фиксистской концепции (в частности, подобные представления уже давно развивает В.В. Белоусов), но в отношении крупнейших рифтовых зон океанов, развитие которых контролируется подъемом и растеканием в стороны мантийного материала, оно, по существу, развивается и многими сторонниками тектоники плит. Кроме того, оно может быть принято с позиций мобилизма и концепции расширения и пульсаций Земли применительно к "автономному" предрифтовому и раннерифтовому этапам развития многих рифтовых зон. Представление о пассивном рифтогенезе может развиваться в рамках как мобилистской концепции (в этом случае предполагается региональный характер проявлений горизонтального растяжения), так и концепций расширения или (и) пульсаций Земли

(допускающих глобальный характер расширения оболочки Земли в отдельные эпохи), но, очевидно, оно неприемлемо с сугубо фиксированных позиций.

Если одни исследователи стремятся доказать, что рифтообразование повсеместно происходит в соответствии с "активной" либо, напротив, "пассивной" моделью, то некоторые другие допускают возможность того, что развитие одной части рифтовых зон контролируется "активным", а другой — "пассивным" механизмом. Мне представляется, что понятия о пассивном и активном рифтогенезе являются абстракциями, отражающими крайние, идеализированные варианты развития рифтовых зон, и что в развитии конкретных рифтовых зон разного типа сочетаются между собой явления, абсолютизированные в моделях активного и пассивного рифтогенеза. Так, эмпирически выделенные в свое время сводово-вулканический и щелевой типы интракратонных континентальных рифтовых зон могли бы трактоваться в своем чистом виде как примеры соответственно активного и пассивного рифтогенеза, но в действительности реальные рифтовые зоны, относимые к этим типам, связаны рядом постепенных переходов и, кроме того, в природе могут соседствовать друг с другом в пределах единого рифтового пояса (например, Кенийская и Танганьикская).

С позиций тектонической концепции, предполагающей реальность периодических пульсаций Земли и допускающей возможность ее общего умеренного и неравномерного расширения в ходе геологической истории, "активный" рифтогенез в своем чистом виде мог осуществляться лишь в эпохи, когда расширение Земли не происходило или было совершенно ничтожным. Но проявления рифтогенеза в условиях отсутствия общего расширения поверхности всей Земли или ее обширных регионов могут быть лишь весьма локальными по площади и ограниченными по масштабу растяжения, поскольку они должны компенсироваться сжатием в соседних зонах. Вместе с тем такая тектоническая обстановка вполне благоприятна для возникновения и длительного развития предрифтового режима, характеризуемого повышенным прогревом отдельных участков континентальной коры, их сводовым воздыманием и "точечными" проявлениями щелочного магматизма при отсутствии заметного общего расширения. К числу факторов, контролирующих пространственное размещение проявлений предрифтового режима и "активного" рифтогенеза, следует отнести исторически сложившуюся структурно-вещественную неоднородность оболочки Земли и связанную с ней латеральную неравномерность в распределении теплового потока.

Напротив, "пассивный" рифтогенез в чистом виде мог бы осуществляться в периоды общего расширения Земли или в течение положительных пульсаций ее объема, если бы оболочка Земли была бы более или менее латерально однородной в структурном и вещественном отношениях. В этом случае общее увеличение площади земной коры, вызванное, скорее всего, некоторым разуплотнением вещества подкорковых слоев в процессе распространения

волны аномального прогресса из глубин Земли к ее поверхности. должно было бы вызвать повсеместное растрескивание коры и образование более или менее равномерной густой сети рифтовых зон. В действительности, однако, общее расширение осуществляется в условиях существования оболочки Земли, крайне неоднородной по своей структуре, составу и свойствам, и реализуется главным образом в некоторых зонах, благоприятных, предрасположенных к рифтогенезу в силу особенностей своего строения и предшествующего развития, весьма неравномерно распределенных на поверхности Земли. Эти зоны к моменту начала общего расширения уже обладали аномально мощной и резко выраженной астеносферой (или астенолинзами), кровля которой была приподнята по сравнению со смежными областями. К числу их относятся, в частности, упоминавшиеся выше зоны "предрифтового режима", а также области, переживавшие в данную эпоху эпигеосинклинальный орогенез (протоорогенные области), в которых аномально прогретыми к началу фазы общего расширения были не только верхние горизонты мантии, но и земная кора. В этих зонах усиление теплового потока, свойственное фазам расширения Земли, оказывается наиболее значительным, а само расширение, связанное с разуплотнением и подъемом вещества подкоровых частей Земли, проявляется в их пределах наиболее сильно.

Подобные зоны и становятся ареной проявлений рифтообразовательного процесса (а в дальнейшем и спрединга) и сопряженного с ним, нередко весьма мощного вулканизма. В такие эпохи общего расширения Земли процессы растяжения могут проявляться не только в рифтовых зонах различных типов, но и в геосинклинальных областях (особенно в эвгеосинклинальных их зонах), литосфера которых также обладает повышенной мобильностью и способностью к горизонтальному растяжению и разрывам. В этих областях в подобные эпохи проявляется мощный вулканизм, а растяжение и утонение коры может приводить к ее полному разрыву, возникновению "рифтоподобных" офиолитовых зон с корой океанического типа. Однако если в последующие фазы сжатия Земли "рифтоподобные" зоны в геосинклинальных областях подвергаются "закрытию" и раздавливанию, то типичные рифтовые зоны более успешно противостоят общему сжатию, по-видимому, в связи с расклинивающим эффектом выступов мантийного материала, возникших в глубинной структуре этих зон. В наиболее активных из рифтовых зон (во внутриокеанических рифтовых поясах) подъем этого материала может не полностью прекращаться, а лишь ослабевать даже в эпохи глобального сжатия.

Изучение роли рифтогенеза в геологическом прошлом показывает, что тектонические элементы, сходные с современными рифтовыми зонами или по крайней мере с некоторыми их типами либо приближающиеся к ним по особенностям своего строения и развития, возникали на протяжении 3—3,5 млрд. лет, т.е. большей части истории Земли. Однако интенсивность процессов развития рифтовых или рифтоподобных структур не оставалась постоянной, а их ха-

рактир испытывал со временем существенные изменения. В геологической истории можно наметить несколько мегаэпох, ознаменованных усилением прогресса верхов мантии (вплоть до частичного плавления), горизонтальным расширением коры, проявлявшимся на обширных территориях или даже на всей поверхности Земли, и возникновением (или регенерацией) и активным развитием целого "поколения" рифтоподобных или типично рифтовых линейных структур растяжения, специфических для каждой из этих мегаэпох. По мнению автора, существование последних можно наиболее естественно объяснить с позиций гипотезы пульсаций Земли, происшедших на фоне ее некоторого общего, неравномерного во времени расширения на протяжении геологической истории.

Особенно отчетливо выделяются три мегаэпохи относительно наиболее интенсивного глобального растяжения земной коры — архейская, позднепротерозойская и мезозойско-кайнозойская. Зоны растяжения, возникавшие в каждую из мегаэпох, существенно различались по своим геометрическим параметрам, парагенезам тектонических структур, формациям горных пород, особенностям термического режима, сопутствующему их образованию магматизму и метаморфизму, а также по особенностям геологического развития, в том числе характеру позднейших тектонических деформаций в подобных зонах. Эти различия последовательно возникавших генераций рифтоподобных и рифтовых структур отражают ход необратимой эволюции Земли и, в частности, изменения строения и свойств коры, подвергавшейся растяжению и деструкции в различные эпохи ее истории.

Линейные тектонические зоны архея — так называемые зеленокаменные пояса, возникавшие на относительно маломощной протоконтинентальной коре, значительно более подвижной и пластичной, чем континентальная кора фанерозоя, развивались в условиях чередования во времени режима растяжения (на ранних стадиях их эволюции) и сжатия (на поздних) и совмещали в себе черты, свойственные как рифтовому, так и геосинклинальному процессам последующих геологических эпох (рис. 2). По всей вероятности, к архею относится и заложение более протяженных и широких так называемых гранулитовых поясов, также развивавшихся попеременно в рамках растяжения и сжатия; многие из этих поясов в дальнейшем, до фанерозоя включительно, неоднократно переживали тектонотермальную активизацию и предопределили локализацию большого числа рифтовых зон последующего времени, а также конфигурацию окраин вторичных океанических впадин.

Проявления линейных структур растяжения в протоплатформенных областях на протяжении раннего протерозоя более ограничены. Они выражены в формировании проторифтовых зон с существенно осадочным и существенно магматогенным выполнением, известных на Восточно-Европейской, Северо-Американской, Африканской и других платформах. Многие из них простираются параллельно соседним протогоеосинклинальным областям и в конце своего развития испытывали горизонтальное сжатие одновременно с последними.

Тектонические области и зоны	A		PR <sub>1</sub>		PR <sub>2</sub>			PZ		MZ	HZ	
	A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	PR <sub>1</sub> <sup>1</sup>	PR <sub>1</sub> <sup>2</sup>	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>	R <sub>3</sub> +V	PZ <sub>1</sub>	PZ <sub>2</sub>			
Протоконтинентальная кора („серые гнейсы“)	▨	▨										
Первичные подвижные зоны современные	●		Лавтарная тектона-тектоническая активизация									
Чарокист-гранулитовые пояса	▨	▨										
Зеленокаменные „пояса“	▨	▨										
Протоплатформенные области			▨	▨								
Древние платформы (кратоны)					▨	▨						
Протогеосинклинальные области			▨	▨								
Геосинклинальные пояса					▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	
Первичные океанические бассейны (тихоокеанский)	?	?	?	?							Обновление	
Вторичные океанические бассейны												
Рифтовые и рифтоподобные зоны и пояса	Внутриконтинентальные	Эридрогенные			▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨
		Элидрогенные										
		Периконтинентальные										
		Межконтинентальные										
		Внутриокеанические										

## II Деформации сжатия

Рис. 2. Диаграмма распространения различных типов рифтовых и рифтоподобных зон и других типов тектонических областей в истории Земли

Лишь в единичных проторифтовых зонах (например, Великая дайка Зимбабве) последующее сжатие проявилось слабо.

Резкое глобальное усиление явлений растяжения имело место в позднем протерозое (в рифее). Оно выразилось прежде всего в заложении геосинклинальных поясов неогей — Урало-Монгольского, Северо-Атлантического, Средиземноморского, Тихоокеанского и, возможно, некоторых других, разобцивших и обособивших древние платформы Лавразийской группы — Северо-Американскую, Восточно-Европейскую, Сибирскую и Китайскую и суперконтинент (суперплатформу?) Гондвана. Разнонаправленное горизонтальное растяжение на Лавразийских платформах проявилось в раздроблении их сетью разноориентированных интракратонных рифтовых зон-авлакогенов, которые возникали одновременно с заложением геосинклинальных поясов и либо простирались параллельно им, либо являлись их слепыми ответвлениями, вдающимися в тело платформ, либо, наконец, связывали два соседних геосинклинальных пояса, рассекая платформу от края до края. В пределах Гондванского суперконтинента процесс раздробления проявился более сложно, приведя к заложению более широких, протяженных, глубоких и магматически активных алвакогеосинклинальных зон (по Г.П. Лео-

нову) или интракратонных геосинклинальных прогибов. На платформах Лавразийской группы последние были менее распространены, лишь в их периферических частях, и тесно структурно связаны с соседними геосинклинальными поясами. Развитие позднепротерозойских авлакогеосинклинальных прогибов завершилось довольно интенсивными деформациями сжатия и проявлениями метаморфизма (обычно зеленосланцевой фации), происходившими одновременно с аналогичными процессами в геосинклинальных поясах, т.е. в гренвилевскую или байкальскую эпохи, в авлакогенах же эти деформации были более слабыми или вообще не имели места.

Деформации растяжения глобального значения, отвечающие начальным стадиям каледонского и герцинского геотектонических "циклов", имели место в начале и середине палеозоя. Они выразились в активизации растяжения в фанерозойских геосинклинальных поясах, где возник или был регенерирован ряд геосинклинальных прогибов, в том числе с корой океанического типа (офиолитовых зон). На древних платформах новых авлакогенов или авлакогеосинклинальных прогибов не возникало, но на платформах Лавразийской группы, а также в периферических зонах суперконтинента Гондвана, например, в Австралии в раннем палеозое и главным образом в девоне был регенерирован ряд рифейских авлакогенов и авлакогеосинклинальных прогибов, которые либо являлись ответвлениями смежных геосинклинальных поясов, либо формировались в прилегающих к ним частях платформ и простирались параллельно им. В конце каледонского или герцинского "циклов" авлакогеосинклинали подвергались складчатым деформациям, превращаясь в интракратонные складчатые зоны, а авлакогены испытывали более слабое сжатие, приводившее к смене знака движения по ограничивающим их разломам (превращавшимся из сбросов в взбросо-надвиги) и возникновению инверсионных горстовых поднятий в фундаменте и валлообразных — в платформенном чехле. Эти завершающие деформации в ряде случаев происходили (или повторялись) уже в мезозое.

Таким образом, интракратонные рифтовые зоны — авлакогены (а также авлакогеосинклинальные зоны), заложенные в рифее и регенерированные в палеозое на древних платформах, были тесно структурно и генетически связаны с одновозрастными им геосинклинальными поясами неогей, и их развитие представляло собой процесс, подчиненный геосинклинальному процессу в последних, родственный ему и как бы имитирующий его в миниатюрной и ослабленной форме.

После завершения байкальской эпохи складчатости, в кембрии, впервые, а после эпохи каледонской складчатости, в девоне, на более обширных территориях и значительно более мощно проявляется новый тип рифтообразования, охватывающего эпигеосинклинальные складчатые области (соответственно байкалиды и каледониды) — эпиорогенный рифтогенез. Аналогичный процесс, но в еще более грандиозном масштабе проявился в кайнозое, особенно в пределах завершивших свое геосинклинальное развитие областях Тихоокеанского подвижного пояса.

Последняя, мезозойско-кайнозойская, мегаэпоха характеризовалась, возможно, наиболее значительной в геологической истории активизацией процессов горизонтального расширения, охвативших огромные территории поверхности Земли одновременно с резким усилением вулканизма, который в мезозое и кайнозое не был приурочен почти исключительно к геосинклинальным и орогенным областям, как в палеозое, но широко проявился на платформах (в виде трапповых и щелочно-базитовых формаций) и в грандиозном масштабе в пределах формирующегося или "обновляющегося" ложа океанов. Рифтогенез, являвшийся одной из важнейших, хотя и не единственной формой проявления раздробления, деструкции и горизонтального расширения земной коры, резко усилился в мезозое и продолжал распространяться на все новые территории Земли в течение кайнозоя. При этом он утратил в мезозое—кайнозое прямую "родственную связь" с развитием геосинклинальных поясов и превратился в процесс, в значительной мере противоположный последнему по своей главной кинематической тенденции.

Помимо древних платформ, сперва (в мезозое) главным образом Гондванской, а в кайнозое также Лавразийской группы, рифтогенез распространился на эпигеосинклинальные складчатые пояса (в основном в кайнозое), а также на окраинные и внутренние зоны древних и молодых океанов, в пределах которых горизонтальное расширение коры достигло максимального масштаба и скорости и перешло в качественно новую (?) форму спрединга. При этом в отличие от докембрийских и палеозойских рифтоподобных и рифтовых зон, развитие которых начиналось с горизонтального расширения коры и во многих случаях (особенно в докембрии) завершалось ее сжатием, в рифтовых зонах, возникших и развивавшихся в течение мезозоя и кайнозоя, проявлялось почти исключительно лишь прерывистое расширение, а деформации сжатия представляли в них крайне редкое и локальное, эпизодическое, явление. Имеются основания предполагать, что суммарный эффект растяжения в рифтовых зонах континентов и спрединга в рифтовых зонах океанов на протяжении мезозоя—кайнозоя превосходил суммарный эффект сокращения площади земной коры в геосинклинальных и орогенических областях, что могло иметь место в обстановке несколько усилившегося в эту мегаэпоху общего расширения Земли.

Н.Я. КУНИН, Л.А. САМОЙЛЮК

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ГЛАВНЫХ СИСТЕМ РИФТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Системы рифтов Земли привлекли широкое внимание геологов и геофизиков в последние десятилетия. Хотя этой проблеме посвящена обширная литература [1, 12—14], многие ее аспекты еще остаются невыясненными. Наиболее широкие исследования по рифтам в СССР опубликованы Е.Е. Милановским [12], который среди континентальных рифтовых зон выделяет эпиорогенные, эпиплатформенные, сводово-вулканические и щелевые. Большое внимание уделяется океаническим рифтам — георифтогеналям.

Особенности развития рифтов на молодых платформах остаются еще слабоизученными. Представления о рифтах Западной Сибири базируются на построениях П.К. Куликова, В.С. Бочкарева, В.С. Суркова [3, 7, 15, 16] и некоторых других исследователей, внимание которых сконцентрировано на триасово-юрских грабенах, обрамляющих плиту. Линейные магнитные и гравитационные максимумы в погруженных районах Западно-Сибирской плиты были проинтерпретированы как вероятные рифты. Такие выводы используются в межрегиональных обобщениях и начали применяться для практических рекомендаций, например о целесообразности концентрации поисковых работ на нефть и газ в рифтовых зонах.

Обобщение данных о рифтовых системах Западной Сибири — крупнейшей молодой плите мира — естественно затрагивает не только региональные, но и общетеоретические вопросы; некоторые из них мы рассмотрим в заключительной части настоящей статьи.

**Основные результаты новых геолого-геофизических исследований Западной Сибири.** Строение нижней части мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, доюрских комплексов, древнего фундамента и земной коры в целом Западно-Сибирской плиты (ЗСП) изучено недостаточно. Вместе с тем новые данные сейсмических исследований МОГТ, ГСЗ, КМПВ и результаты бурения, полученные во второй половине 70-х годов, позволяют более мотивированно, чем ранее, судить об особенностях развития земной коры региона на рифей-фанерозойских этапах развития.

По материалам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных установлены новые черты строения поверхности фундамента ЗСП. Вдоль выходов складчатых палеозойских толщ на поверхность (Казахстан, Урал, Таймыр) выделяется зона шириной 100—200 км, где фундамент залегает на глубине от 1 до 3 км. Более круто, до глубин 5 км, фундамент погружается по системе разломов в зонах сочленения ЗСП с Енисейским кряжем и Туруханскими дислокациями.

Во внутренней, погруженной области ЗСП фундамент залегает на глубинах от 3 до 20 км и характеризуется сложным рельефом. Схематически по морфологии рельефа и глубинам залегания фундамен-

та эта область ЗСП подразделяется на северную зону глубоких (более 8 км) погружений, центральную зону брахиформных субмеридионально вытянутых поднятий и южную зону субизометричных впадин и дифференцированных линейных структур, преимущественно северо-западной ориентировки.

Северная зона имеет обширные (1000×500 км) размеры, расчленена на изометричные и грабенообразные впадины, разделенные вытянутыми поднятиями и полигональными выступами. Линейные структуры ориентированы в субмеридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях. В качестве крупнейшей структуры второго порядка в рельефе фундамента на севере ЗСП выделяется Самбургско-Явайский меридиональный грабенообразный прогиб (длиной 750 км и шириной 30—60 км). Глубина залегания фундамента в его осевой части оценивается примерно в 16—18 км. Севернее пос. Антипаюты к востоку от осевого грабена выделяется впадина, вытянутая в северо-восточном направлении и раскрывающаяся к Енисей-Хатангскому прогибу.

В центральной зоне ЗСП, которая охватывает все широтное Приобье, Вах-Пурское междуречье и бассейн верхней и средней части Таза, расположены крупные субизометричные и слабо вытянутые субмеридионально своды с глубинами залегания фундамента до 3—4 км, разобщенные относительно узкими субмеридиональными прогибами, где фундамент погружен до глубин 5—6 км. Система крупных сводов принадлежит обширному широтному поясу изометричных поднятий фундамента, который протягивается от подножий Урала через Красноленинский, Сургутский, Нижневартовский своды к Верхне-Тазовскому поднятию и далее на северо-восток к слабоизученным выступам на западном погружении туруханид.

В южной зоне внутренней области выделяется несколько крупных впадин фундамента, с погружением его поверхности до глубин 5—10 км. Наиболее крупными являются Верхнетымская, Нюрольско-Убинская, Нижне-Иртышская сложнопостроенные субизометричные впадины, Средне-Иртышский и Тобольско-Омский вытянутые прогибы. В обрамляющих их поднятиях фундамент воздымается до глубин 3 км и менее.

Выше поверхности фундамента по материалам сейсморазведки и бурения в пределах ЗСП установлено широкое развитие комплексов промежуточного структурного этажа (ПСЭ), включающих рифей-вендско-нижнекембрийскую формацию известняков и доломитов, развитую на востоке и севере региона, и карбонатную формацию силура—нижнего карбона [2, 6], изученную в Нюрольско-Убинской и в Нижне-Иртышской впадинах. Имеются основания, по материалам МОГТ, намечать ареалы развития в составе ПСЭ соленосной формации, формирующей диапировые структуры, видимо, девонского возраста [8, 9]. Широко известны также терригенные и терригенно-эффузивные комплексы среднего и верхнего палеозоя и нижнего триаса. Ареалы развития всех этих формаций и особенности изменения их мощностей и состава оценены приближенно, однако покровный характер их залегания в крупных впадинах на протяжении многих сотен километров установлен вполне достоверно по данным сейсморазведки ОГТ, частично подтвержденных отдельными параметрическими скважинами.

В составе ПСЭ намечается три подэтажа, разделенные региональными структурными несогласиями: рифейско-нижнекембрийский доломитово-терригенный, ниже-среднепалеозойский карбонатно-хемогенно-терригенный, верхнепалеозойский преимущественно терригенный. В составе каждого из подэтажей имеются эффузивные образования основного состава.

Важное значение имеют новые результаты сейсморазведки ОГТ по системе региональных профилей и обработка этих данных на ЭВМ третьего поколения. По материалам этих профилей установлены плащеобразное строение, большие мощности (до 3—6 км и более) и терригенный состав юрских и триасовых отложений в северной области ЗСП. Сейсмостратиграфический анализ свидетельствует о морском генезисе этих толщ и широком развитии в мезозое, начиная от триаса, вплоть до середины неокома, режима некомпенсированного прогибания. В осадочном чехле установлено согласное залегание сейсмических реперов. Общий структурный план этого этажа надежно картируется сейсмическим опорным отражающим горизонтом Б, приуроченным к кровле юрских отложений (баженовская свита).

В подошве юрских отложений в южных и центральных районах ЗСП и в подошве триасовых (триасово-верхнепермских?) отложений на севере региона установлено крупное структурное несогласие, которое, по нашему мнению, соответствует ПСЭ.

При оценке тектоники Западной Сибири первоочередное внимание уделялось истолкованию магнитных и гравитационных аномалий. Ранее удавалось оценивать только положение верхних и реже — нижних кромок магнитовозмущающих масс. Новые приемы интерпретации с помощью ЭВМ позволяют ныне расчленить аномальные массы на несколько уровней, отвечающих отдельным комплексам отложений, и провести более всестороннюю интерпретацию аномалий.

Существенной компонентой новых фактических данных является установленное своеобразие распределения мощностей магмаметаморфической земной коры (между поверхностями фундамента и Мохоровичича) в Западной Сибири и по ее обрамлению. В зонах обрамления, испытавших в фанерозое и рифее геосинклинальное развитие и воздымание (Урал, Енисейский кряж, Туруханская зона), и в пределах Кокчетавской глыбы, мощности магмаметаморфической земной коры составляют 42—50 км. В областях развития платформенного чехла магмаметаморфическая кора имеет мощности лишь 25—30 км, увеличиваясь до 35—38 км в сводах Широкого Приобья и уменьшаясь до 15—20 км в самых северных районах плиты. Следовательно, формирование мощной земной коры, характерное для обрамляющих геосинклинальных систем фанерозоя, не свойственно Западно-Сибирской плите, где магмаметаморфическая земная кора в 1,5—2,0 раза тоньше, чем в зонах обрамления.

**Триасово-нижнеюрские грабены и ареалы их развития.** Распространение в отдельных районах обрамления Западной Сибири грабеновидных структур, выполненных триасово-юрскими отложениями, послужило основанием для формирования представлений [3, 7, 15, 16] о тафрогенном триасовом этапе развития ЗСП, когда в фундаменте

заложились системы субмеридиональных триасово-юрских грабен-рифтов. Многие триасово-юрские грабены были выявлены на ранних этапах изучения Западной Сибири в зонах ее западного и южного обрамления, где фундамент залегает на глубинах менее 1—2 км. Наиболее известны крупные структуры такого типа в северной части Тургайского прогиба и на восточном склоне Урала (Челябинский грабен). К некоторым из этих структур приурочены положительные магнитные аномалии, обусловленные щелочно-основными эффузивами (Убоганский грабен), а другие триасово-юрские грабены не отображаются в магнитном поле и характеризуются малоинтенсивными минимумами силы тяжести.

На большей части территории Западной Сибири наблюдаются обратные соотношения между структурами осадочного чехла и аномалиями  $\Delta T$  и  $\Delta g$ : как правило, магнитные и гравитационные максимумы тяготеют к отрицательным структурам осадочного чехла. Для объяснения такой корреляции было сделано предположение, что в основании положительных структур чехла располагаются гранитизированные выступы фундамента (типа антиклинориев уралид), а отрицательные структуры чехла сформированы над вулканогенными синклиниями палеозой или триасовыми грабенами с эффузивным выполнением.

После обнаружения системы океанических рифтов в 70-х годах В.С. Сурков [15] сделал попытку увязать с ними Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт Западной Сибири. При такой интерпретации рифтогенез Западной Сибири рассматривался как специфическое триасово-раннеюрское явление, обусловленное особенностями послегеосинклинального сводового развития, т.е., по классификации Е.Е. Милановского, триасовые рифты Западной Сибири относятся к сводово-вулканическому типу. В качестве типового и наиболее убедительного примера таких структур рассматривается Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт. В одной из последних [16] работ В.С. Сурков и О.Г. Жеро вновь подчеркнули, что формирование системы рифтов в Западной Сибири произошло в триасе. Они предполагают, что в палеозое здесь были развиты геосинклинали, где "после образования гетерогенного Урало-Монгольского складчатого пояса в пределах Западно-Сибирской плиты...возникло огромных размеров сводовое поднятие" [с. 135], раскол которого в начале триасового периода привел к формированию грабен-рифтов меридионального простиранья, протягивающихся от жолоба Святой Анны в Карском море до широты Омска.

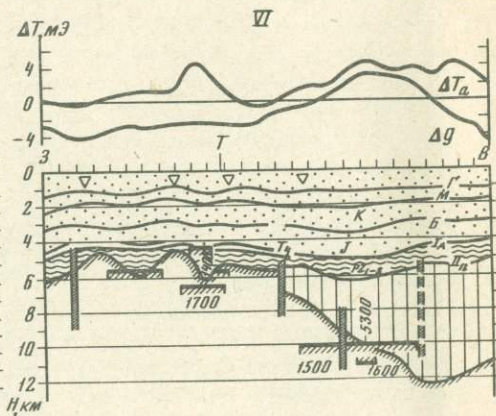
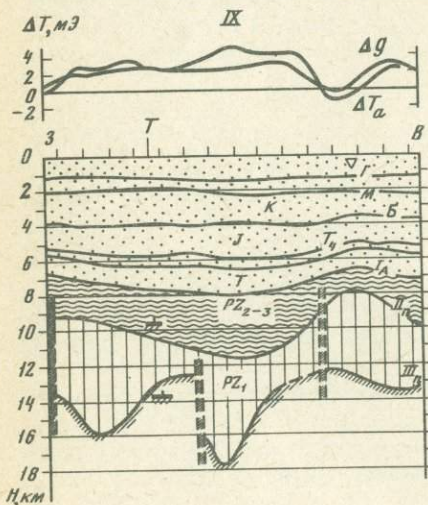
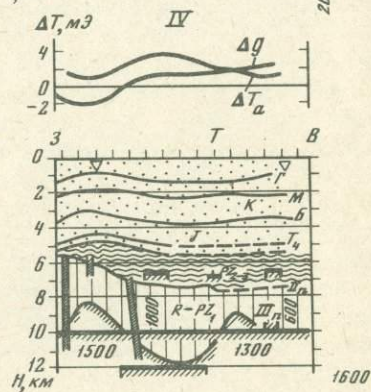
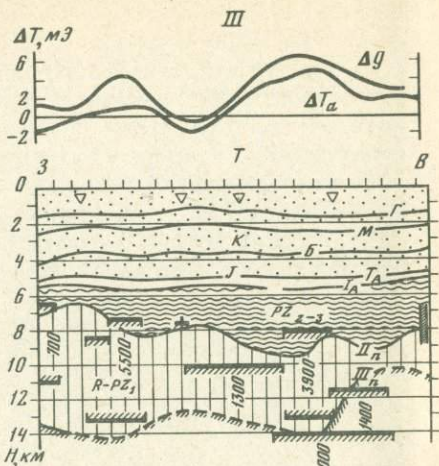
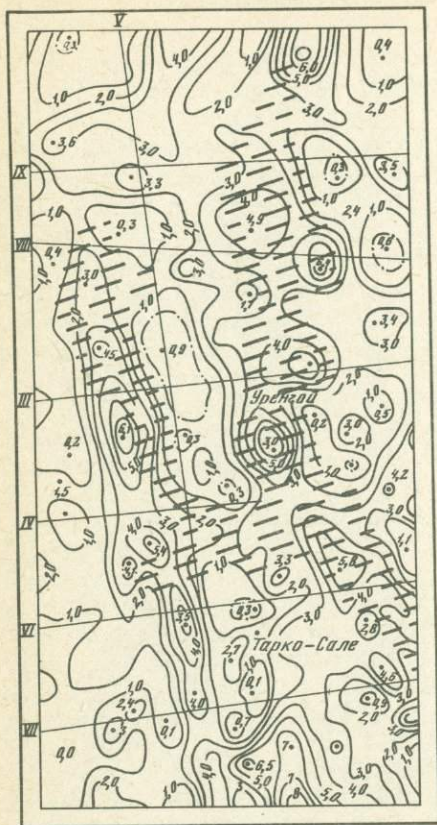
Установленные относительно малые мощности магматоморфической земной коры Западной Сибири соответствуют представлениям о вероятном широком развитии деструктивных процессов в ходе эволюции региона. В совокупности с данными о развитии триасовых грабенов в обрамлении ЗСП и при наличии ряда линейных аномалий  $\Delta g$  и  $\Delta T$  в центральных районах это могло рассматриваться как возможная предпосылка для гипотезы о формировании триасовых грабен-рифтовых систем. Однако указанные предпосылки еще недостаточны для обоснования гигантских грабен-рифтов триаса на территории ЗСП. Пониженные мощности земной коры, линейные магнитные и гравита-

ционные аномалии, все проявления эффузивного магматизма могут быть объяснены иным образом.

Нами были проанализированы новые геолого-геофизические материалы о строении юрских и триасовых отложений, в первую очередь данные сейсморазведки ОГТ и бурения. Анализ показал, что распределение мощностей юрских и триасовых отложений в пределах ЗСП не позволяет поддержать представления о развитии сквозного меридионального триасово-юрского рифта от Карского моря до Омска. Колтогорский прогиб с фрагментами меридионального простирания с относительным небольшим увеличением мощностей отложений юры и триаса действительно намечается в полосе от широтного течения р. Оби до Тарко-Сале. Однако южнее, как видно по сейсмическим материалам и по детальным картам изогипс подошвы юры и кровли палеозоя, составленным по территории юга ЗСП И. Ф. Шамшиковым, субмеридиональные прогибы и грабены не трассируются. Колтогорский грабен переходит к югу в изометричную Нюрольскую впадину. Севернее Тарко-Сале суммарные мощности юрских и триасовых отложений, по данным ОГТ, возрастают до 2,5 км и более. Область повышенных мощностей этих комплексов имеет изометричные контуры и ширину 350—500 км, а в распределении осей максимальных прогибаний выявляются черты как субмеридиональной, так и субширотной зональности. Одна из субмеридиональных зон небольшого относительного повышения мощностей (между Тарко-Сале и Песцовым поднятием) сопряжена с аномалиями гравитационного и магнитного полей, которые и послужили основанием для выделения грабен-рифта [16]. На региональных широтных сейсмических профилях [5, 9] относительное увеличение мощностей отложений юры и триаса в этой зоне незначительно в сравнении с увеличением здесь мощностей палеозой-риффейских комплексов промежуточного структурного этажа. Это вполне определенно свидетельствует, что основной период формирования Уренгойского грабена протекал задолго до триаса. В триасе этот грабен наряду со смежными структурами был вовлечен в общее плащеобразное прогибание.

На широте Тазовского поднятия и севернее в поведении изогипс горизонта Б (кровля юры) и в распределении мощностей юрских и триасовых отложений, достигающих 3—5 км, четко доминируют черты субширотной зональности. Здесь отсутствуют какие-либо следы воздействия предполагаемого субмеридионального рифта на относительные прогибания или воздымания в течение триасового и юрского времени. Тем самым представления о сквозном развитии триасово-юрского рифта из Карского моря через район Уренгоя до Омска, по нашему мнению, может считаться надежно опровергнутым новыми материалами сейсморазведки.

Таким образом, современные данные о триасово-юрских прогибаниях Западной Сибири свидетельствуют, что к северу от широтных увалов располагается крупная плоскодонная дифференцированная триасово-юрская палеовпадина с мощным выполненном морскими отложениями, которая раскрывается на севере в Карское море и на северо-востоке в Енисей-Хатангский прогиб. Южнее широтных увалов



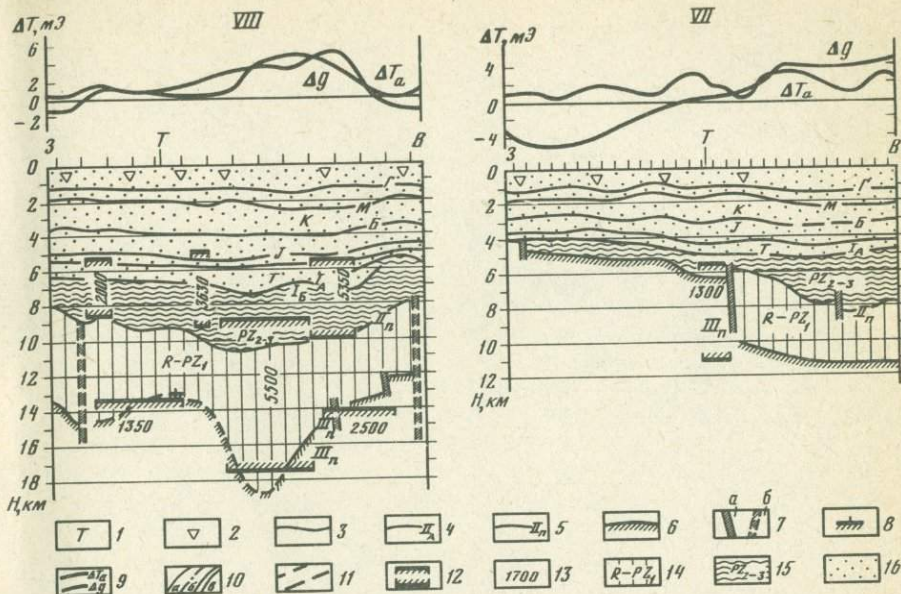


Рис. 1. Карта изолиний поля магнитных аномалий ( $\Delta T$ ) и разрезы по профилям КМПВ IX, VIII, III, IV, VI, VII (широтные) и V (меридиональный) в районе древнего Уренгойского рифта

1 — пересечения профилей КМПВ; 2 — положение локальных структур осадочного чехла; 3 — опорные отражающие горизонты (Г — кровля сеномана, М — отложения апта, Б — кровля верхней юры, Т — подошва юры); 4 — преломляющий горизонт вблизи поверхности промежуточного структурного этажа (ПСЭ); 5 — преломляющий горизонт внутри ПСЭ; 6 — преломляющий горизонт, отождествляемый с поверхностью фундамента; 7 — дизъюнктивные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 8 — глубины залегания преломляющих горизонтов на пересекаемых профилях; 9 — графики изменения магнитных ( $\Delta T$ ) и гравитационных ( $\Delta g$ ) аномалий вдоль профилей КМПВ; 10 — изолинии  $\Delta T$  на карте, мЭ: а — положительные, б — нулевые, в — отрицательные; 11 — зоны относительных повышенных аномалий  $\Delta g$  на карте; 12 — магнитные массы по результатам интерпретации на разрезах; 13 — величина намагниченности,  $10^6$  ед. СГС; 14 — карбонатно-терригенные отложения с отдельными телами магматитов нижнего подэтажа ПСЭ; 15 — терригенно-карбонатные отложения с редкими прослоями магматитов верхнего средне-верхнепалеозойского комплекса ПСЭ; 16 — терригенные отложения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла

триас-раннеюрское осадконакопление происходило преимущественно в континентальной и мелководной обстановке, однако выразительные зоны прогибов и грабенов известны главным образом в полосе моноклиального внешнего пояса погружений фундамента. Лишь единичные структуры типа Колтогорского прогиба могут рассматриваться как триасово-юрские грабены. На большей части внутренней области погружений фундамента Западной Сибири триасово-юрское осадконакопление имело покровный или мозаичный характер. Основной ареал развития триасово-юрских грабенов и впадин приурочен к западному и южному обрамлению плиты, к зонам ее сочленения с триасово-юрскими палеоструктурами Уральского кряжа и Казахстанского щита. Поэтому "тафрогенные" структуры следует рассматривать как специфические склоновые образования обширной переходной зоны между областями воздыманий и прогибаний молодой платформы.

Природа линейных магнитных аномалий вдоль Омского глубинного разлома. Среди разнообразных магнитных и гравитационных аномалий Западной Сибири привлекают внимание выразительные линейные максимумы  $\Delta T$  и  $\Delta g$ , которые протягиваются в субмеридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях. Для большинства современных континентальных и океанических рифтов [12, 13] характерны отрицательные гравитационные и положительные магнитные аномалии. Для Западной Сибири такие соотношения между аномалиями магнитного поля и силы тяжести не типичны. Линейные максимумы  $\Delta T$  и  $\Delta g$  здесь обычно связывались с глубинными разломами, крупнейший из которых так называемый Омский глубинный разлом был протрассирован впервые И.В. Дорбиковым от Карского моря до Омска. Аномалии, послужившие основанием для его выделения, были позднее использованы для обоснования выделения Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта.

Чем же вызываются магнитные и гравитационные максимумы, послужившие основой для таких представлений? Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных показывает, что эти аномалии обусловлены в основном плотными и магнитовозмущающими массами (основные комплексы) глубокозалегающего древнего фундамента, которые фиксируются в основании или по бортам грабенов в рельефе фундамента севернее района Тарко-Сале. Грабены выполнены в основном карбонатными комплексами рифея—венда и эффузивно-терригенными отложениями палеозоя, что наглядно иллюстрируют разрезы на рис. 1 и данные работы [4]. В зонах разломов к северу от Тарко-Сале до широтного отрезка Тазовской губы намечаются магнитовозмущающие массы среди отложений верхнего палеозоя и триаса, которые, вероятно, связаны с небольшими магматическими телами. Далее к северу такие тела не отмечаются.

Таким образом, выделенный многими исследователями Омский глубинный разлом несомненно является одной из важнейших шовных зон древнего заложения. В северной части ЗСП вдоль него сформировались главным образом рифейские, возможно раннепалеозойские, грабены, продолжавшиеся с сужением к югу. В центральных районах ЗСП при пересечении глубинного разлома с широтной зоной поднятий фундамента имела место и более поздняя активизация движений и прогибаний в приразломной зоне с формированием приразломных прогибов вплоть до триаса и юры. Именно к этой зоне приурочен Колтогорский грабен, картируемый по сейсмическим реперам в качестве линейной структуры вплоть до кровли юры. В южных зонах внутренней погруженной области, к югу от широтного колена Оби, Омский глубинный разлом не сопровождается приразломными прогибами и, очевидно, проявлен как зона дробления.

Необходимо отметить, что изменчивость времени активизации и формирования прогибов вдоль контролирующих их глубинных разломов является весьма типичной. Она наглядно проявлена, например, по простиранию хорошо изученного Припятско-Мангышлакского глубинного разлома, вдоль которого развиты столь тектонически разностильные и разновозрастные структуры как Припятский и

Днепровско-Донецкий прогибы, Донбасс, вал Карпинского, Горный Мангышлак.

**Звездчатые рифтовые системы Западной Сибири.** Новые данные сейсморазведки и бурения, результаты интерпретации магнитных и гравитационных аномалий позволяют с различной степенью обоснованности выделить в погруженных районах Западной Сибири линейные грабены и прогибы.

Анализ геолого-геофизических материалов показывает, что приразломные прогибы и грабены различной морфологии в Западной Сибири весьма многочисленны и отличаются большим разнообразием. Их выделение и детальное изучение только начато. Синтез данных о рифтах ЗСП, их объединение в сингенетичные ансамбли связаны с определенными трудностями в связи с неодинаковой степенью изученности отдельных частей региона на данном этапе исследований и могут быть выполнены только в виде первого приближения.

Рассмотрение совокупности имеющихся геолого-геофизических данных привело нас к заключению, что на огромной площади Западно-Сибирской плиты процесс рифтообразования протекал дифференцированно с рифея до ранней юры. Главной его особенностью явилось формирование рифтовых систем особого типа — звездчатых. Наряду с ними отмечалось автономное развитие отдельных обособленных линейных рифтогенных структур вдоль глубинных разломов, однако в конкретных условиях региона это имело подчиненное значение.

Остановимся на признаках впервые выделенной нами разновидности ансамблей рифтогенных структур — звездчатых рифтовых систем. Каждая звездчатая система включает субизометричную сложную центральную зону — концентр — и расходящиеся от нее во внешнее пространство входящие углы лучей и разломов.

Центральные области звездчатых систем имеют относительно тонкую магмаметаморфическую земную кору повышенной основности и характеризуются общей длительной тенденцией к погружению, проседанию фундамента. Здесь происходит преимущественно осадконакопление морских, часто некомпенсированных и относительно глубоководных фаций.

Звездчатые лучи вовлекаются в проседание, прогибание фундамента и осадконакопление вслед за центральной зоной. Интенсивность проявления этих процессов и ширина зоны убывают по мере удаления от центра. В поперечных сечениях лучи имеют вид грабенов, а в продольном — ступеней и склонов с погружением в направлении к концентру.

На территории Западной Сибири нами выделяются три крупные звездчатые рифтовые системы: Северная, Ньюрольская, Тобольская (рис. 2—4).

Северная звездчатая рифтовая система (рис. 2) охватывает большую часть севера Западной Сибири. Ее концентр отличается крупным сводообразным поднятием верхней мантии до глубин 36—37 км и погружением фундамента до 15—20 км на площади, вытянутой субмеридионально более чем на 1000 км, а широтно на 300—500 км. Здесь происходило наиболее мощное осадконакопление с

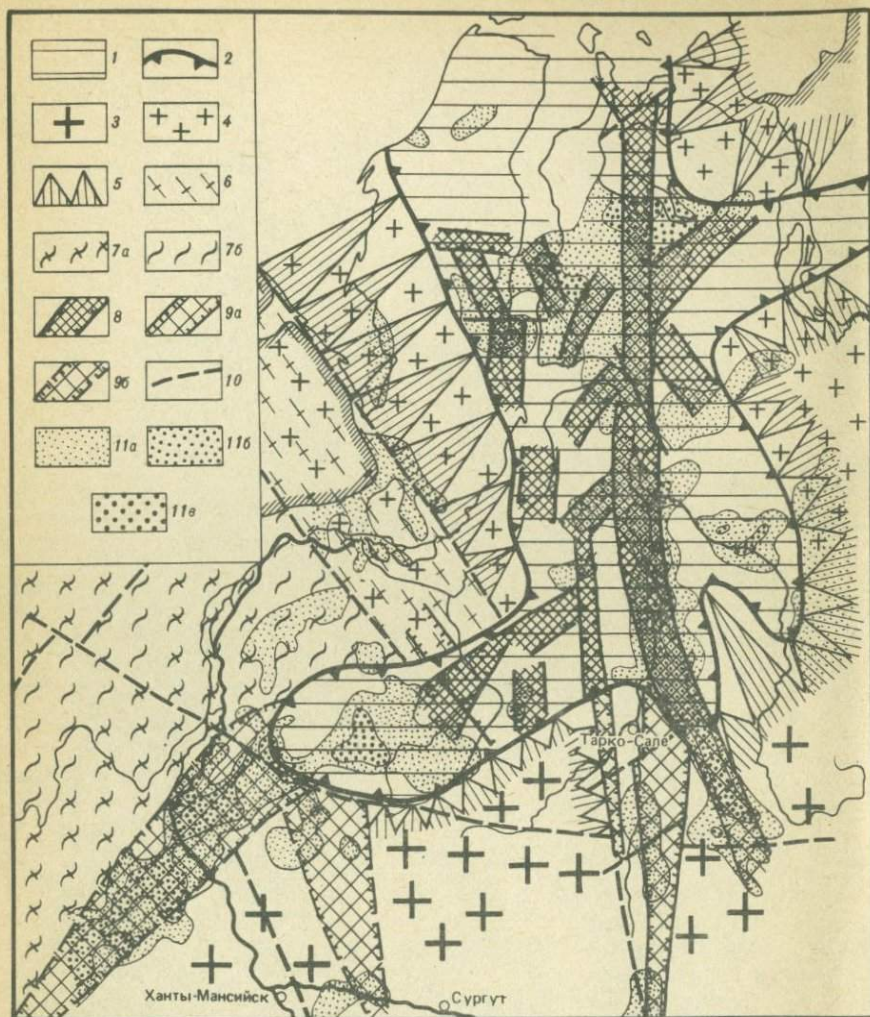


Рис. 2. Схема основных элементов и геофизических аномалий Северной звездчатой рифтовой системы

1 — область безграничной магматоморфической земной коры мощностью менее 30 км; 2 — зоны резкого изменения мощности земной коры на 5—15 км; 3 — Обь-Вахский палеоматерик магматоморфической земной коры; 4 — другие блоки континентальной земной коры с мощностью 33—36 км и более; 5 — предполагаемая рифейско-раннепалеозойская континентальная окраина; 6 — Пайхойская линейная блоковая система с утолщенной магматоморфической земной корой; 7 — Уральская геосинклинальная система: а — антиклинории, б — синклинории; 8 — рифейские грабен-рифты в области безграничной земной коры, по результатам анализа полного спектра поля  $\Delta T$  и поля  $Dg$ ; 9 — грабен-рифты рифейского возраста, интенсивно развивавшиеся в палеозое в пределах области континентальной земной коры: а — достоверные, по данным КМПВ, МТЗ, полю  $\Delta T$ , б — предполагаемые по аномалиям  $\Delta T$ ; 10 — некоторые разломы; 11 — относительные значения  $Dg$ : а — слабоповышенные, б — повышенные, в — интенсивно повышенные

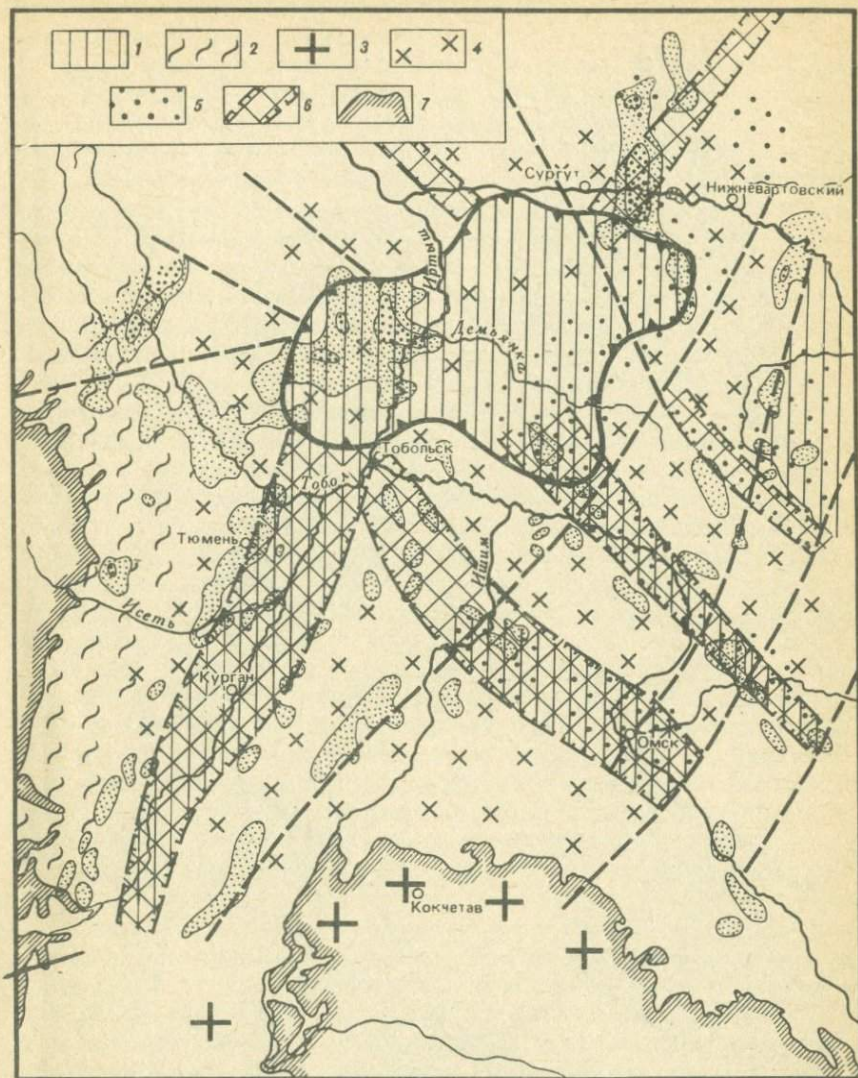


Рис. 3. Схема основных элементов Тобольской звездчатой рифтовой системы

1 — зона магматоморфической земной коры сокращенной мощности (менее 30 км) и мозаичных аномалий  $\Delta g$  и  $\Delta T$ ; 2 — утолщенная земная кора (42—45 км и более) уралит; 3 — земная кора мощностью 40—50 км Кокчетавского массива; 4 — блоки относительно пониженной мощности (36—38 км) магматоморфической земной коры; 5 — зоны увеличения мощностей (3—4 км) палеозойских толщ (S—C<sub>1</sub>), по данным сейсморазведки и бурения; 6 — грабен-рифты, вероятно, палеозойского возраста; 7 — граница распространения осадочного чехла ЗСП. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

риффея по палеоген [10, 17]. Этот концентр отмечается самыми высокими в регионе положительными аномалиями  $\Delta T$  и  $\Delta g$ , хорошо коррелируемыми друг с другом, весьма высокими значениями граничных скоростей (6,5—7,1 км/с) по поверхности фундамента что свидетельствует о

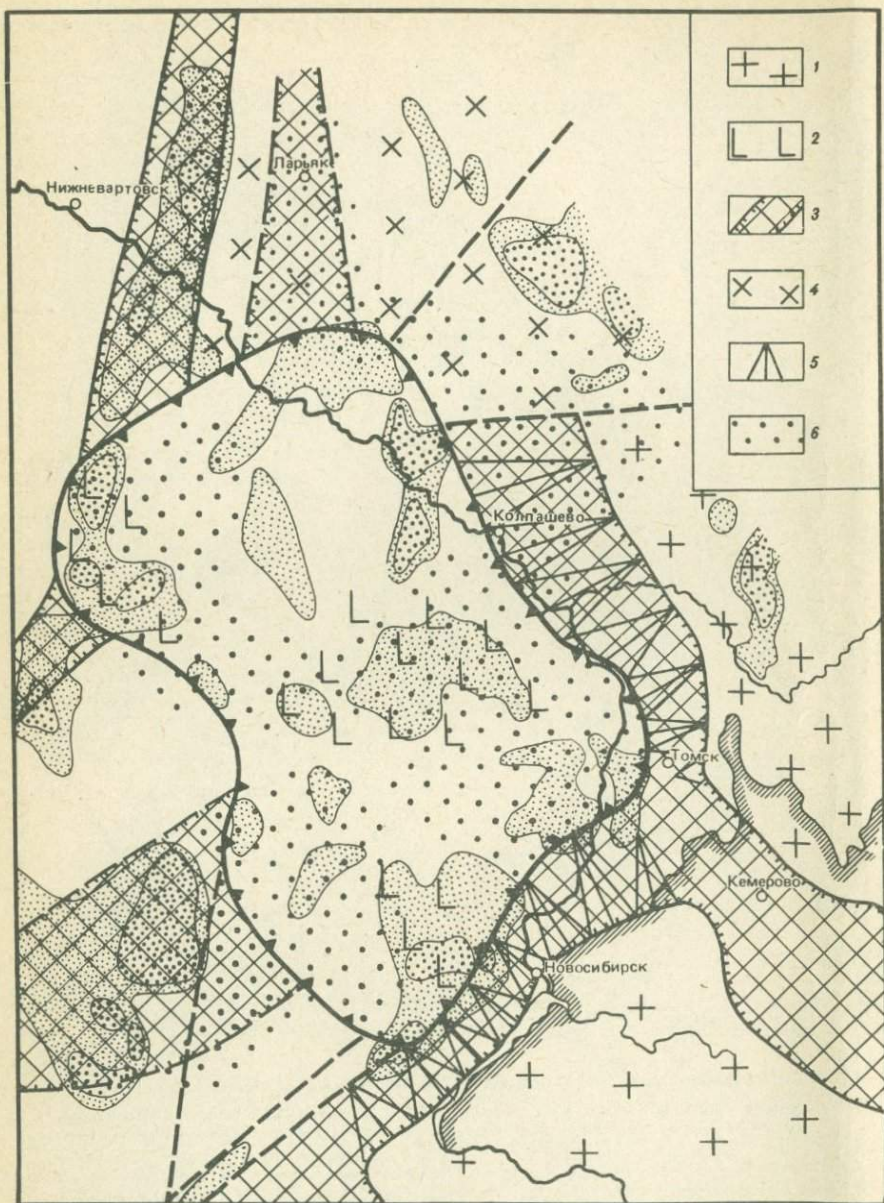


Рис. 4. Схема основных элементов Нюрольской звездчатой рифтовой системы

1 — утолщенная магматитоморфическая земная кора салаирид; 2 — зоны высокоскоростной (6,5 км/с и более) магматитоморфической земной коры, по данным КМПВ; 3 — рифтогенные структуры лучей и тройного сочленения на ограничении концентра; 4 — зоны континентальной земной коры Обь-Вихского массива; 5 — позднедевонско-раннекаменноугольные прогибы на палеоконтинентальной окраине; 6 — зона мощного палеозойского осадконакопления слабодислоцированных комплексов ПСЭ. Остальные условные обозначения см. на рис. 2, 3

существенно основном (мафическом) составе земной коры, в верхней части которой гранитоиды отсутствуют.

Рассматриваемая звездчатая система наиболее активно развивалась в рифее (до среднего кембрия), когда произошло накопление мощных карбонатных толщ, выполняющих впадины в рельефе фундамента. Лучи этой системы (Уренгойский, Енисей-Хатангский, Казымский, Восточно-Ямальский) являются рифейскими трогами, частично активизированными в палеозое. В их пределах широко развиты магматиты основного состава, вероятно, рифейского и раннепалеозойского возраста. Тектоническая активность системы в конце палеозоя и в мезозое снизилась. Однако палеогеографическая роль лучевых прогибов очень важна. Так, морские бассейны юры, триаса, и, видимо, позднего палеозоя проникали на север ЗСП через Енисей-Хатангский прогиб.

Тобольская звездчатая рифтовая система (рис. 3) имеет концентр в низовьях Иртыша, вблизи его впадения в Обь. Здесь выделяется обширная область макромозаичных повышенных аномалий гравитационного поля, мозаичных относительно пониженных аномалий поля  $\Delta T$ , в пределах которой намечаются необычные для региона широтные аномалии. Указанный район отличается мощностью палеозойских осадочных отложений ПСЭ порядка 3—4 км и более, вскрытых Фроловской, Хантымансийской и другими скважинами. Эти отложения, по данным ГСЗ и МОГТ, накапливались в субизометричной Нижнеиртышской впадине.

В современном рельефе поверхности фундамента Нижнеиртышская впадина отображена довольно своеобразно. В ее центральной части размещается Уватско-Тобольский выступ фундамента, а северную часть впадины осложняет Салымское поднятие фундамента. Входящие в состав Нижнеиртышской впадины прогибы (выполненные карбонатными толщами девона и карбона, частично перекрытыми эффузивно-терригенными сериями верхнего палеозоя—триаса) обрамляют указанные поднятия и характеризуются глубинами погружения фундамента 5—7 км.

Среднеиртышский, Тобольско-Омский, Северо-Тургайский и Локозовский максимумы  $\Delta T$  и  $\Delta g$ , лучеобразно отходящие от концентри, коррелируются с палеозойскими прогибами, установленными по данным бурения и сейсморазведки. Эти прогибы продолжали испытывать слабую тенденцию к погружению также и при формировании платформенного чехла. Мощности палеозойских толщ в лучевых прогибах, по данным КМПВ, достигают 4—5 км. В примыкающем к уралам Северо-Тургайском прогибе палеозойские отложения смяты в германотипные складки, осложненные разломами. В других лучевых трогах (Среднеиртышском, Омско-Иртышском и Локосовском) палеозойские и триасовые отложения дислоцированы слабо.

Из числа рифтогенных структур этой системы привлекают внимание Среднеиртышский и Тобольско-Омский грабенвидные прогибы, остающиеся еще слабоизученными. Длина Среднеиртышского прогиба с юго-востока от района Чановского выступа фундамента (близ Кучино) на северо-запад до раскрытия в Нижне-Иртышскую впадину составляет около 700 км при ширине 50—80 км. Прогиб осложнен Тарско-

Муромцевской перемычкой и системой впадин. Он несколько расширяется на северо-запад в направлении Нижнеиртышского палеозойского прогиба и на юго-восток, где выделяются Ахтырская и Тагановская котловины с мощностью ПСЭ не менее 4—5 км. Здесь палеозойский прогиб сочленяется с юго-западным Чулымско-Урюмским прогибом Нюрольско-Убинской зоны палеозойских погружений. Вдоль оси прогиба протягивается выразительный максимум силы тяжести, вытянутый с юго-востока на северо-запад на 600 км. В рельефе подошвы юры, залегающей на глубине 3,0—3,5 км, и поверхности палеозоя прогиб не выражен, а мощность эффузивно-терригенных и терригенно-карбонатных палеозойских отложений в нем составляет 4—5 км, сокращаясь на бортах до полного выклинивания. По своим размерам этот прогиб вполне соизмерим с Днепровско-Донецкой впадиной.

Тобольско-Омский прогиб, несколько меньший по протяженности, характеризуется уникальным поднятием верхней мантии до глубин 32—33 км, что является самым неглубоким уровнем среди внутриконтинентальных районов СССР, изученных ГСЗ. Здесь намечается область аномально высоких тепловых потоков. Поверхность фундамента находится на глубинах не менее 7—8 км и формирует несколько котловин.

Оба прогиба представляют значительный интерес для поисков месторождений нефти в подошвенной части юрских отложений и в доюрских комплексах, которые остаются практически неизученными бурением.

Высокая плотность ресурсов углеводородов в грабеновидных структурах подобного типа (примерами которых являются Суэцкий, Днепровско-Донецкий и другие грабены) и размещение Тобольско-Омского и Средне-Иртышского прогибов в относительно легко доступных и освоенных районах позволяют рекомендовать их изучение сейсмическими профилями и параметрическим бурением как одну из первоочередных задач региональных исследований в ЗСП.

Концентр Нюрольской звездчатой системы отображается макромозаичными аномалиями  $\Delta g$  и  $\Delta T$ . В пределах центра этой системы широко развиты участки фундамента с  $V_r = 6,5—7,0$  км/с, погруженного на глубины 7—10 км [2, 11]. Поведение поверхности мантии здесь изучено недостаточно, по имеющимся данным, поверхность М залегает на глубинах не более 37—40 км. Тем самым мощность магматоморфической земной коры здесь не более 30 км при существенно основном (безграничном) составе на отдельных участках во впадинах фундамента. Зона безграничной коры характеризовалась интенсивным погружением в среднем палеозое, в связи с чем здесь накопились значительные мощности (не менее 3—4 км) известняков силура—нижнего карбона. Вдоль границ с континентальными блоками салаирид сформирована система тройного сочленения прогибов: окраинно-континентальных — Томского, Колыванского и отходящего вглубь салаирид — Кузбасского. По нашему мнению, в конце девона и начале карбона Томский и Колыванский прогибы заполнялись морскими отложениями переработанных дельтовых комплексов палео-Оби, низовья которой располагались в узле тройного сочленения.

Последующее формирование надвигов со стороны континента привело к образованию Томской и Колыванской складчатых зон, обычно рассматриваемых как герциниды.

Отсутствие сопряженных эвгеосинклиналей, монотонный песчано-глинистый темноцветный состав осадков, формировавшихся на пассивной континентальной окраине позднедевонского—раннекарбонного некомпенсированного бассейна, не позволяют считать эти комплексы геосинклинальными. В удаленных от континента участках палеоморя в течение силура—раннего карбона накапливались карбонатные толщи, заполнившие Нюрольскую впадину и подвергнутые слабым дислокациям.

С палеозойской активизацией этой звездчатой системы мы связываем формирование Колтогорского грабена (северный луч системы) вдоль Омского глубинного разлома, а также проявления дислокаций и магматизма на его более южных участках. Основные лучевые прогибы, связанные с этой системой (Ларьякский и Бакчарский на СВ, Чулымо-Урюмский на ЮЗ), развивались в палеозое и практически не отображены в строении платформенного чехла. Палеозойская активизация отчетливо проявилась в гранитизации блоков древней континентальной коры во внутренних районах (Межовский массив и др.) и по границе системы, а также в широком развитии эффузивов среднего и основного состава в позднем палеозое и триасе.

Элементы строения этой звездчатой системы, особенно в ее юго-западной части, остаются во многом невыясненными. Судя по последним сейсмическим данным и результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов, к юго-западу от центра намечается крупный широтно вытянутый прогиб поверхности фундамента, ось которого располагается несколько севернее линии Новосибирск—Барабинск. Этот прогиб выполнен терригенно-эффузивными комплексами палеозоя и, по-видимому, отображает еще один крупный луч Нюрольской звездчатой системы.

Анализ геолого-геофизических материалов по звездчатым рифтовым системам Западной Сибири показывает, что такие геологические образования могут быть намечены по следующим признакам.

1. В концентриках систем располагаются изометричные зоны резкого сокращения мощности магмаметаморфической коры, возможно, сопровождаемого подъемом поверхности мантии. Здесь отмечается резкое уменьшение мощности или отсутствие низкоскоростного "гранитного" слоя. Эти особенности строения могут распространяться на отдельные лучи.

2. Концентры систем отличаются хаотично ориентированными и субизометричными аномалиями  $\Delta g$  и  $\Delta T$ , на которые могут быть наложены хорошо коррелирующиеся между собой линейные интенсивные положительные аномалии. Полосы положительных аномалий расходятся от центра, сужаясь и уменьшаясь по интенсивности. К окраинным зонам концентров могут быть приурочены аномалии тройных сочленений и угловатой формы.

3. Для концентров характерно прогибание и сохранение знака движений в течение длительных интервалов геологической истории на

доплитных этапах развития (после наиболее интенсивного первого импульса прогибаний) и накопление относительно глубоководных отложений.

Интенсивность прогибаний, а также, видимо, их длительность уменьшается в лучах по мере удаления от концентра.

4. Для концентров, их периферии и звездчатых лучей характерны высокая проницаемость земной коры и накопление эффузивных образований, особенно в периоды их активного развития.

**Обсуждение результатов и некоторые общие выводы.** Выделенные звездчатые рифтовые системы в Западной Сибири не являются специфическими региональными геологическими сооружениями. По указанным выше признакам намечаются аналогичные системы с концентриками в Прикаспии, в осевых частях впадин молодых плит Евразии и в других регионах.

Звездчатые рифтовые системы, по нашему мнению, могут рассматриваться как одна из разновидностей систем рифтов и должны учитываться при общей классификации последних. Сопоставим особенности звездчатых систем с системами рифтов, описанных Е.Е. Милановским [12], которые обобщенно будем именовать типовыми.

Общим для звездчатых и типовых рифтовых систем является, помимо морфологических признаков, генетическое единство, выражающееся в принадлежности к сходному эндогенному режиму взаимодействия разогретой, возбужденной мантии и холодной литосферы. По-видимому, запас мощности, энергоресурсы этого режима относительно невелики и имеют следствием не принципиальную перестройку земной коры, а лишь ее дезинтеграцию, при которой процесс наращивания коры за счет привноса глубинных веществ относительно невелик и локализован в окрестностях зон повышенной проницаемости.

Генетические различия типовых рифтогенных структур и звездчатых рифтогенных систем, по-видимому, обусловлены особенностями взаимной связи холодной литосферы и возбужденной мантии, общие вопросы взаимодействия которых рассмотрены В.В. Белоусовым [1] и др.

В рамках этого общего подхода можно наметить следующие схематические различия конкретных обстановок, следствиями которых являются звездчатые и типовые рифтогенные структуры. Если литосфера может рассматриваться как монолит, площадные размеры которого значительно больше, чем площадь поверхности тела возбужденной мантии, то длительное накопление возбуждений имеет следствием формирование областей орогенеза или сводовых поднятий и позднее типовых линейных рифтогенных структур. При таком взаимодействии происходит деструкция земной коры путем подъема литосферы тектоническими силами, ее раскалывание на блоки и погружение проседающего линейного центрального блока.

Если площадь поверхности тела возбужденной мантии значительно превышает размеры латеральных неоднородностей и блоков литосферы, то над воздымающимся астенолитом размещается несколько блоков литосферы, разделенных зонами повышенной проницаемости. Блоки с наибольшей удельной вертикальной плотностью при этой ситуации, очевидно, должны испытывать тенденцию к погружению в относитель-

но разогретую астеносферу в связи с уменьшением при ее разогреве величины архимедовых сил. Погружение этих блоков формирует концентры звездчатых систем, в сопряжении с которыми образуются приразломные рифты, интенсивность прогибаний которых уменьшается с удалением от концентров. Поэтому звездчатый рифтогенез протекает без предварительного подъема литосферы, путем обновления старых разломов и проседания наиболее тяжелых литосферных блоков, в которое вовлекаются отдельные участки сопряженных структур. Звездчатые системы формируются под воздействием сил изостазии, роль тектонической энергии при этом процессе имеет решающее значение в аспекте возбуждения мантии и обновления литосферных швов, создавая условия для изостатических проседаний.

На поверхности планеты намечаются три крупнейшие области, различающиеся по общей структуре земной коры и литосферы и особенностям формирования рифтовых систем:

1. Полусфера крупномонолитной литосферы, в которой рифтогенез происходит по типовым схемам. Эта полусфера охватывает восточную часть Тихого океана, большую часть Атлантики, Северную, Южную Америку и Африку.

2. Полусфера гетерогенной, мозаично построенной литосферы, в которой рифтогенез происходит преимущественно путем формирования звездчатых рифтовых систем. Эта область включает западную часть Тихого океана, большую часть Азии и Австралии.

3. Пограничная широкая полоса, в развитии рифтогенеза которой наблюдаются черты сочетания различных схем развития. К этой области принадлежит, видимо, большая часть Индийского и Северного Ледовитого океанов, молодые плиты: Западно-Сибирская и Туранская, тектонические сооружения Ближнего и Среднего Востока.

С учетом изложенного представляется уместным сформулировать наше определение рифтов или рифтовых систем.

По нашему мнению, рифты или рифтовые системы — это парагенезы отрицательных структур, объединяющие контролируемые разломами региональные системы впадин, связанные с проседанием или растяжением блоков земной коры под влиянием возбужденной мантии. Частными разновидностями рифтовых систем являются следующие: 1) системы грабенов, вытянутых вдоль глубинных разломов, 2) щелевые линейные зоны проседания крупных сводов, включая системы грабенов, развивающихся вдоль границ континент—океан на разных этапах развития так называемых пассивных континентальных окраин; 3) георифтогенали срединноокеанических хребтов; 4) звездчатые системы; 5) системы грабенов, располагающихся по амфитеатру, вокруг концентрических зон проседаний; 6) кулисные системы грабенов вдоль сдвигов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978, 232 с.
2. Бененсон В.А. О геологическом строении фундамента Западно-Сибирской плиты. — Геотектоника, 1981, N 5, с. 64—71.
3. Бочкарев В.С. Палеотектоническое развитие Западно-Сибирской равнины в древние эпохи в связи с вопросами нефтегазоносности ее нижних структурных ярусов. — В кн.: Палеогеографи-

- ческие и палеотектонические критерии размещения залежей нефти и газа в Западной Сибири. Тюмень, 1978, с. 5—61. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 135).
4. *Гиришгорн Л.Ш., Ежов Н.В., Кабалык В.Г., Рябова Н.И.* Основные результаты комплексных региональных работ КМПВ, МОВ, способом ОГТ на севере Тюменской области. — В кн.: Геофизические методы в изучении геологического строения и разведке месторождений нефти и газа в Тюменской области. Тюмень, 1975, с. 3—57. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 105).
  5. *Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е.* Сейсмостратиграфия и ее развитие в Советском Союзе (основные направления и перспективы) — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, N 4, с. 3—20.
  6. *Запивалов Н.П., Шерихора Б.Я., Московская В.И., Плуман И.И.* Структурно-тектоническая характеристика доюрских образований южной части Западно-Сибирской плиты. Тюмень, 1976, с. 14—21. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 16).
  7. *Куликов П.К., Белоусов А.П., Латыпов А.А.* Западно-Сибирская триасовая рифтовая система. — Геотектоника, 1972, N 6, с. 79—87.
  8. *Кунин Н.Я.* Новые возможности сейсмостратиграфических исследований при региональных работах на нефть и газ в СССР. — Сов. геология, 1983, N 11, с. 19—22.
  9. *Кунин Н.Я.* Новые возможности сейсмостратиграфических исследований при региональных работах на нефть и газ. — Сов. геология, 1983, N 11, с. 109—120.
  10. *Кунин Н.Я., Самойлюк Л.А.* Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты. — Сов. геология, 1982, N 8, с. 97—105.
  11. *Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д.* Строение верхней части консолидированной коры на территории Западной Сибири. — В сб. Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, 1974, с. 16—24.
  12. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
  13. Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. 279 с.
  14. *Соболевская В.Н.* Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., 1973. 258 с.
  15. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Роль рифтогенеза в развитии литосферы северной части Монголо-Охотского подвижного пояса. — Геология и геофизика, 1978, N 9, с. 31—38.
  16. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981, 141 с.
  17. *Чернышев Н.М., Егоркин А.В., Данилова Э.Г. и др.* Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным. — Сов. геология, 1978, N 9, с. 46—59.

УДК 551.24(575)

Ш.Д. ДАВЛЯТОВ, Н.Я. КУНИН, Р.В. ПАК

## РИФТОВЫЕ СТРУКТУРЫ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Материалы, использованные при подготовке настоящей работы, во многом не являются новыми и были опубликованы в ряде обобщающих работ [1, 2, 4, 5, 7]. В последние годы получены новые данные геолого-геофизических исследований, которые требуют новых обобщений и учтены нами лишь частично. В настоящей работе с позиций теории рифтогенеза проведена предварительная интерпретация всей совокупности геолого-геофизических данных, накопленных к началу 80-х годов по Туранской плите, развивающая представления, освещенные ранее [4, 5].

По мере развития теории рифтогенеза необычайно расширились представления о характере и времени образования структур рифтоген-

ной природы. По современным представлениям, рифтогенез ответствен за образование необычайно широкого спектра структур — от зародышевых структур геосинклинальных трогов до авлакогенов, тафросинклиналей и др.

К настоящему времени получена большая информация по проблеме промежуточного этапа развития молодых платформ, между геосинклинальной и платформенной стадиями. Этот этап как по продолжительности, так и по масштабам тектонических преобразований имеет такое же значение, как собственно геосинклинальная или платформенная стадии. Главными тектоническими образованиями промежуточного этапа являются грабенообразные (рифтоподобные) структуры со свойственными им осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями. В.Н. Соболевская [6] выделяет специфический тафрогенный этап развития с формированием грабенообразных прогибов (тафросинклинальных структур), по многим признакам имеющих рифтогенную природу и возникших в позднем палеозое и раннем мезозое. На Туранской плите обычно на примере Мангышлака отмечалось развитие грабенообразных прогибов позднепалеозойского и раннемезозойского возраста. Наши исследования посвящены еще одной важной тектонической системе структур, имеющей рифтогенную природу.

В начале 40-х годов Р. Фюрон впервые обратил внимание на крупную полосовидную тектоническую зону, протягивающуюся от южного окончания Урала до Оманского полуострова и даже, возможно, до Мадагаскара и названную им Урало-Омано-Мадагаскарской осью. Затем Н.С. Шатский вновь обращает внимание на эту зону, отметив ее влияние на структурный план альпийских дислокаций в пограничном между Ираном и Афганистаном районе. В последние 10—15 лет значительно повысился интерес к этой своеобразной тектонической структуре общепланетарного масштаба, названной Урало-Оманским линеаментом [1, 2]. По мере накопления фактического материала на отдельных отрезках линеамента начали выделяться тектонические структуры меньшего порядка, что было сделано Л.И. Смирновым, Д.А. Туголесовым, А.Е. Старобинцом и др. [7]. А.Г. Бабаев отмечает наличие в Восточной Туркмении отрицательной структуры типа авлакогена, находящейся в створе линеамента с отклонением на юго-восток.

Самый широкий и обоснованный анализ Урало-Оманского линеамента провели Г.И. Амурский [1] и А.В. Горячев [2]. Важно подчеркнуть, что оба исследователя были близки к идее о рифтогенном происхождении структур Урало-Оманского линеамента. Так, Г.И. Амурский считал, что Урало-Оманский линеамент обладает многими чертами сходства с другими шовными планетарными полосами или рифтами. А.В. Горячев выделяет систему меридиональных горстов и грабенов, т.е. структур, весьма близких к рифтогенным образованиям. В обеих работах отмечается, что описываемая зона была активной в течение всего фанерозоя.

Многими исследователями установлено, что Урало-Оманский линеамент часто выражен параллельными разрывами, в его пределах установлены многочисленные горсты и грабены, простирающиеся в

основном в субмеридиональном направлении. Таковы Восточно-Заунгузский, Мургаб-Тедженский и другие грабенообразные прогибы, ограниченные с обеих сторон разрывами сбросового типа [7]. Ширина этих грабенов от 20—40 до 60—80 км. Они по своему строению, набору формаций и мощностям осадочных и осадочно-вулканогенных образований верхнепалеозойского и раннемезозойского возраста существенно отличаются от структур прилежащих районов. Глубина залегания фундамента в грабенах резко меняется и колеблется от 8—9 до 13—14 км. В то же время к востоку от грабена, в сторону р. Амударьи, и на запад, к Центрально-Каракумскому своду, поверхность фундамента местами резко, местами плавно воздымается от 6 до 4 км.

В работах [1, 2] в пределах Урало-Оманского линеамента выделяются от трех до шести продольных звеньев — структур, состоящих из горстов и грабенов. Нами в пределах Туранской плиты выделяются три звена рифтовых структур: Аральско-Тургайское, Восточно-Заунгузское и Мургаб-Тедженское.

Для Аральско-Тургайского звена характерно наличие линейно вытянутых прогибов, заполненных пермо-триасовыми и юрскими терригенными отложениями. Как показано ранее [4, 5], глубина фундамента Аральской части звена в зоне грабенов достигает 8—10 км. Грабены здесь имеют ширину от 20—30 до 40—50 км и осложнены разрывными нарушениями. Мощность доюрских образований доплитного чехла достигает 2—3 км и более. По данным скв. Кызыл-Шалы (Муйнак), мощность вскрытой части юрского разреза 2 км. К востоку от этой зоны, в пределах Южного Приаралья мощность разновозрастных образований оценивается в первые сотни метров. Вышележащие платформенные образования имеют мощность 2—3 км. В начале мелового периода происходит инверсия и на месте рассматриваемых прогибов образуется Арало-Кызылкумский вал.

Арало-Тургайское звено отчленяет уральские герциниды от каледонид Казахстана и делит Туранскую плиту на Северо-Устьюртский и Кызылкумский сегменты, различающиеся характером распространения доплитного и мощностью платформенного чехла. Простираение структур и магнитных аномалий по обе стороны от Арало-Тургайского звена различно: к востоку они имеют субмеридиональную ориентировку, а к западу — субширотную.

Южнее Арало-Тургайского расположено Восточно-Заунгузское звено. Их разделяет субширотная Южно-Тянь-Шаньского-Мангышлакская система пликвативных и дизъюнктивных дислокаций (район Султан-Уиздага), по которой Восточно-Заунгузское звено смещено к востоку от Арало-Тургайского. Ширина грабена здесь достигает 40—50 км, глубина залегания фундамента — 8—13 км. Грабен выполнен доплитными и платформенными отложениями. В питнякской части Восточно-Заунгузского грабена неполная мощность рэт-лейасовых отложений достигает 900 м.

В южной части Восточно-Заунгузского звена фундамент резко погружается на глубину до 10—12 км и более и соответственно увеличивается мощность доплитного чехла, включающего, видимо, отложения пермо-триаса и палеозоя. В южной части звена отмечается также

увеличение мощности платформенного чехла. Именно здесь широко развиты отложения верхнеюрской соляно-ангидритовой формации мощностью 1000 м и более. По мере удаления от этого звена на запад, в сторону Центрально-Каракумского свода, и на восток, в сторону Бухаро-Каршинского района, отложения доплитного чехла резко сокращаются и полностью выклиниваются, а в платформенном чехле происходят фациальные изменения.

К югу от Восточно-Заунгузского расположено Мургаб-Тедженское звено (Герирудское, по Г.И. Амурскому). Оно протягивается от субширотной Репетек-Чешминской системы дислокаций на севере до зоны сочленения альпийских складчатых дуг Копетдага и Банди-Туркестана на юге. Мургаб-Тедженское звено смещено относительно Восточно-Заунгузского на восток вдоль субширотной Репетек-Чешминской системы дислокаций. В северной части Мургаб-Тедженского звена фундамент погружен на глубину 10—15 км, южнее он приподнят. Все три описанные звена образуют Арало-Мургабскую зону Урало-Оманской системы структур, которая рассматривается нами не в качестве линеамента или зоны глубинных разломов, а как система крупных грабенов, протягивающаяся от Урала до южного обрамления Туранской плиты. Крупные грабены кулисообразно смещены относительно друг друга, осложнены грабенами и горстами меньшего порядка и выполняются специфическим набором осадочных и осадочно-вулканогенных образований. Анализ морфологических особенностей рассматриваемой системы грабенов приводит к мысли о возможном рифтогенном их происхождении: крупные грабены, ограниченные парно-параллельными сбросами, ступенчато-колениобразные очертания системы грабенов и т.д. — все это весьма напоминает очертания известных рифтовых структур.

Помимо рифтогенной природы описываемой зоны структур, устанавливается еще одна, не менее важная ее особенность: структурный контроль или структурное влияние этой зоны на ход развития мезозойско-кайнозойских и более древних тектонических элементов срединной части Туранской плиты.

Анализ расположения и изменения простираний мезозойско-кайнозойских структур этой части плиты показывает несомненное наличие этого влияния. Это отображается изменением простирания пликативных дислокаций по мере приближения с востока и запада к Арало-Мургабской зоне. Западно-, северо-западные простирания структур погребенного Тянь-Шаня сменяются на северо-северо-западные, а субширотно ориентированные тектонические элементы Центрального и Северного Устюрта при приближении к этой зоне заметно отклоняются к югу. Но наиболее ярко и выпукло влияние Урало-Оманской системы проявилось при пересечении ее Альпийско-Гималайским складчатым поясом вдоль афгано-иранской границы. Приближающиеся с запада и востока Аладаг-Биналудский и Парапамизский антиклинории резко отклоняются к югу, и сочленение крупных складчатых зон происходит здесь под острым углом. Более того, структуры, составляющие Аладаг-Биналудский и Парапамизский антиклинории, выколаживаются и погружаются, их амплитуда уменьшается и упрощается структурный рисунок.

Структурный план более древних образований Арало-Мургабской зоны восстанавливался при изучении магнитного и гравитационного полей. По данным А.В. Глазунова и др. [3], магнитные аномалии, расположенные к востоку от этой рифтовой зоны, обладают преимущественно линейно вытянутыми формами. Простираются они здесь северо-западное до субмеридионального на севере. К западу от этой зоны небольшие магнитные аномалии имеют субширотное простираение и небольшую протяженность. В гравитационном поле к востоку от описываемой зоны аномалии имеют северо-западное простираение, а к западу преобладают изометричные аномалии, имеющие преимущественно субширотные простираения.

Распределение магматических образований также несет определенные черты зависимости от Урало-Оманской системы структур. На юге Мургаб-Тедженского звена, в зоне пересечения этой структуры с Альпийско-Гималайским складчатым сооружением, установлена полоса палеогеновых эффузивов андезитового и андезит-базальтового состава мощностью до 1000 м. О вулканитах центральных, глубоко погруженных частей Восточно-Заунгузского и Мургаб-Тедженского звеньев можно предполагать по результатам интерпретации геофизических данных. Интересно обнаружение обильного пеплового материала в разрезах палеогена в районе г. Мары. Широкое развитие в Южном Приарале магматических интрузивных тел и эффузивных образований, вероятно, также связано с Урало-Оманской структурой.

Очень важны значительные изменения, происходящие на границе верхней мантии и земной коры: по данным ГСЗ, почти на всем протяжении Арало-Мургабской зоны наблюдается скачкообразное изменение мощности земной коры. Так, к западу от этой зоны средняя мощность земной коры 40—43,5 км, а к востоку — 45—47 км. Поднятия верхней мантии, приуроченного к рифту, в этой зоне не наблюдается. Однако флексурное изменение мощности земной коры в пределах Урало-Оманской структуры, по-видимому, не случайно.

Анализ всех перечисленных особенностей — цепь глубоких, относительно узких грабенов, их морфология, структурный контроль мезозойско-кайнозойских дислокаций, проявления магматической активности, влияние на строение земной коры и верхнюю мантию — вся совокупность этих признаков свидетельствует в пользу нашего предположения о рифтогенной природе формирования Урало-Оманской системы структур (УОРС).

Анализ фактического материала свидетельствует о том, что формирование УОРС в пределах Туранской плиты имело место в позднем палеозое и раннем мезозое. Такое заключение подтверждается тем, что Каракумско-Устюртский и Кызылкумский сегменты Муранской плиты, расположенные к западу и востоку от описываемой зоны, имеют различную историю геологического развития в позднем палеозое, мезозое и кайнозое, что проявилось в фациальных изменениях мезозойско-кайнозойских отложений. УОРС представляет собой важнейшую шовную зону в срединной части Туранской плиты. В пределах альпийского пояса влияние и значение УОРС показано в работах [1, 2 и др.]. В частности, указывается, что наряду с типично геосинклинальными

признаками развития отдельных районов этого пояса отмечаются выходы добайкальских пород в Восточном Иране, развитие мезозойско-кайнозойских пород во впадинах с частым чередованием соленосных образований, отсутствие значительного метаморфизма и складчатости, что свидетельствует о негеосинклинальном характере развития этой части Ирана и объясняется, по-видимому, спецификой развития Центрально-Иранского и Южно-Афганского срединных массивов. По данным этих же авторов, вдоль УОРС отмечается резко выраженная в рельефе ступень амплитудой 1400—2200 м. К этой рифтовой системе как в платформенной, так и в орогенной частях приурочены эпицентры землетрясений.

Новейший тектонический этап развития отдельных участков Арало-Мургабской части описываемой системы характеризуется формированием рифтоподобных структур. Так, на севере Тахтакаирского вала (Южное Приаралье) между п-овом Муйнак и возвышенностью Кызылджар осевая зона указанного вала осложнена глубоким Кипчакдарьинским грабеном. Грабен образован двумя сбросами меридионального простириания, располагающимися параллельно региональным разрывам. Находясь в центральной части вала, он с востока и запада ограничен двумя приподнятыми горстовыми поднятиями. Длина грабена 60, ширина 7—10 км. На севере, в районе Муйнака, грабен расширяется и меняет свое субмеридиональное простириание на северо-западное. Грабен выполнен верхнеакчагыльскими отложениями мощностью до 590 м. Мощность всех вышележащих апшерон-четвертичных отложений грабена и прилегающих участков составляет несколько десятков метров. Кулисообразное расположение Аральско-Тургайского, Восточно-Заунгузского и Теджен-Мургабского звеньев весьма напоминает очертания отдельных блоков, которые формируются благодаря развитию трансформных разломов океанских рифтовых структур.

При анализе регионального плана простириания УОРС была отмечена еще одна интересная особенность. В тектонической полосе линеамента находится Бендерабасская перемычка, разделяющая единую Загрос-Мекранскую складчатую зону на два сегмента, образованных сходящимися под острым углом складчатыми дугами. Далее к югу столь отчетливые проявления УОРС не наблюдаются. Однако нами в форме гипотезы высказывается идея о дальнейшем продолжении на юг УОРС, где происходит сочленение ее с рифтовыми структурами Срединно-Индоеокеанского хребта.

Складчатые сооружения Уральской геосинклинали заканчиваются, по мнению большинства исследователей, к северу от Аральского моря. Как было отмечено выше, северные звенья УОРС находятся в районе Северного Приаралья и Аральского моря.

Анализ взаимоотношения пространственного положения Уральской геосинклинали и Урало-Оманской рифтовой системы приводит к интересным выводам: на продолжении геосинклинального складчатого пояса располагается крупная система рифтовых структур. Подобное же взаимоотношение наблюдается и для северо-западного продолжения Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы. На ее продолжении

расположена Мангышлакско-Днепровско-Донецкая система рифтовых структур. Таким образом, в районе Султануиздага и Аральского моря отмечается важная особенность в строении земной коры — происходит замыкание субмеридиональных уралид и субширотных тянь-шанид и начинается заложение и развитие субмеридиональной Урало-Оманской и субширотной Мангышлакско-Днепровско-Донецкой рифтовых систем, играющих роль периклинальных продолжений геосинклинальных поясов. Как видим, Аральский регион является важнейшим тектоническим узлом соприкосновения разнородных, разных по направленности развития крупнейших тектонических структур Земли.

Отмеченное взаимоотношение геосинклинальных и рифтовых систем отражает, по-видимому, определенные закономерности геотектонического развития земной коры, в связи с чем было бы интересно проследить подобные структуры в других регионах Земли с целью установления структурного взаимоотношения и взаимоперехода складчатых геосинклинальных и рифтовых систем.

Как уже было отмечено, активное рифтообразование происходило в позднем палеозое и раннем мезозое и сопровождалось энергичным осадконакоплением. В относительно короткий срок была захоронена большая толща пород с содержащимся в ней органическим веществом. Кроме большой динамичности, рифтовые зоны характеризуются проявлением активного потока эндогенного тепла, который связывают с подъемом высокотемпературного мантийного диапира. В частности, наиболее опущенные участки Среднеамударьинской синеклизы, располагающиеся непосредственно над рифтовыми структурами, подвергаются наибольшему воздействию тепла, идущего из недр. В результате этого в собственно рифтовых образованиях (доплитный чехол) и в нижних частях платформенного чехла создаются благоприятные условия для возникновения очагов нефтеобразования, откуда углеводороды начинают мигрировать к ловушкам. Важным доказательством этого является наличие в регионе нескольких десятков месторождений, расположенных в пределах описываемой рифтовой системы. Месторождения связаны с меловыми и юрскими платформенными образованиями. Это дает основание разработать направление геолого-поисковых и геофизических исследований с целью обоснования перспектив нефтегазоносности нижнемезозойских и верхнепалеозойских отложений Среднеамударьинской впадины и Приаралья.

Анализ геологического строения Урало-Оманской зоны глубинных разломов (линеамента) дает основание рассматривать ее как систему рифтовых структур. Она протягивается от южного окончания Урала через Оманский полуостров по направлению к Срединно-Индоканскому хребту и представляет собой полосу крупных кулисообразно расположенных грабенов, ограниченных с обеих сторон глубинными сбросами.

Ряд признаков: возраст выполняющих грабены осадков, структурный контроль близ расположенных разнородных тектонических элементов, начиная с раннего палеозоя и до новейшего этапа, позволяют предположить, что рассматриваемые структуры развивались в течение всего фанерозоя. Есть основание считать, что тектоническая

активность в пределах Урало-Оманской системы оживлялась в перм-триасовое время и на новейшем этапе, о чем свидетельствуют мощности пермо-триасовых отложений и возникновение неоген-четвертичных грабенов.

Активное развитие рифтовых структур, большие мощности осадочных образований, выполняющие их, повышенный тепловой поток — все это создает благоприятные условия для генерации и скопления углеводородных флюидов. В связи с этим зона рифтовых структур должна рассматриваться как весьма перспективная для обнаружения нефтегазовых месторождений как в платформенном (юрские и меловые отложения), так и в доплитном чехле.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Амурский Г.И.* Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии. — Геотектоника, 1976, N 2.
2. *Горячев А.В.* О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов. — Геотектоника, 1980, N 1.
3. *Глазунова А.В., Голуб Д.П., Макарова В.А.* Некоторые вопросы интерпретации аэромагнитных данных для изучения глубинного строения Запада Средней Азии. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л.: Гостоптехиздат, 1961, вып. 2.
4. *Кунин Н.Я.* Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М.: Недра, 1974.
5. *Кунин Н.Я., Пилипенко А.И., Глебов А.Ю.* Строение Арало-Кызылкумского вала по геофизическим данным. — Сов. геология, 1978, N 3.
6. *Соболевская В.Н.* Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М.: Наука, 1973.
7. *Старобинец А.Е.* Современный структурный план поверхности складчатого фундамента Восточной Туркмении. — Сов. геология, 1969, N 4.

УДК 551. 243. 12: 551. 248. 1 (6)

Е.Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ, В.В. КОЗЛОВ,  
В.Е. ЗАБРОДИН, А.В. РАЗВАЛЯЕВ

### ДРЕВНИЕ АВЛАКОГЕНЫ И РИФТЫ АФРИКАНСКОГО КРАТОНА

Характерной особенностью африканского кратона является развитие внутриплатформенных структур — древних авлакогенов (рис. 1). Древние авлакогены имели существенные отличия от протогеосинклиналей, которые развивались синхронно с ними, отличаясь иной геотектонической природой. По своему строению и развитию древние авлакогены сближены с рифтами. Формирование древних авлакогенов и рифтов происходило на зрелой континентальной коре и было связано с основными этапами становления платформенного чехла. Выделяются вполне определенные эпохи формирования древних авлакогенов и рифтов. Поэтому рационально рассмотреть эволюцию этих структур по эпохам формирования на фоне геотектонического развития кратона.

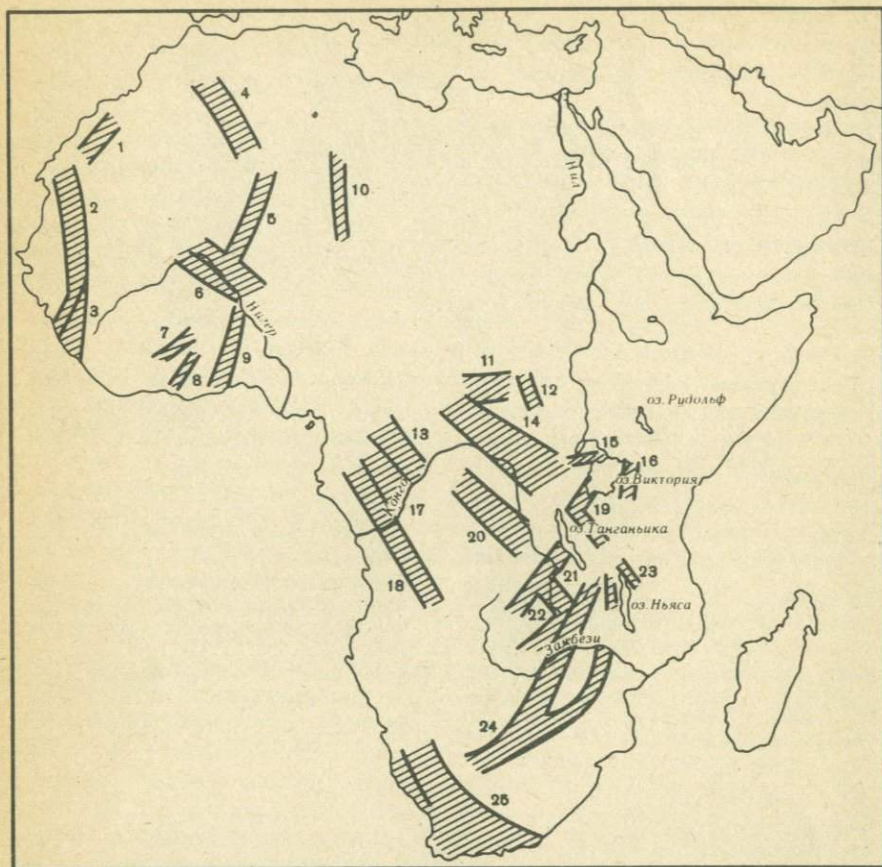


Рис. 1. Схема расположения древних авлакогенов

1 — Эль-Тлетиат; 2 — Мавританский; 3 — Рокел; 4 — Угарта; 5 — Западно-Ахагарский; 6 — Гурма; 7 — Буинский; 8 — Тарквайский; 9 — Бум-Атакорский; 10 — Восточно-Ахагарский; 11 — Нижнее Котто; 12 — Моркия; 13 — Сембе-Уессо; 14 — Линди; 15 — Угандийский; 16 — Виктория; 17 — Франсвилль; 18 — Западно-Конголезский; 19 — Малагарази; 20 — Бушимае; 21 — Луфилийский; 22 — Пвето; 23 — Умкондо; 24 — Саутпансберг; 25 — Гарип

**Раннерифейские авлакогены.** Наиболее древние авлакогены в пределах Африканского кратона возникли на рубеже раннего и позднего протерозоя (рис. 2). К этому времени Африканский кратон на большей части территории представлял собой платформенную область, за исключением окраинных частей и Кибарской протогеосинклинали, протягивающейся от Красного моря до массива Дамара. Тогда же на значительных площадях кратона проявились растягивающие усилия с крупными расколами, вдоль которых сформировались ранние авлакогены. Они заложилась по обе стороны от Кибарской протогеосинклинали, ориентируясь по отношению к ней ортогонально или параллельно. В это же время отдельные мелкие грабены возникли вдоль швов на щитах Регибат, Гвинейском и на массиве Гидимака, а также на юге Африки.

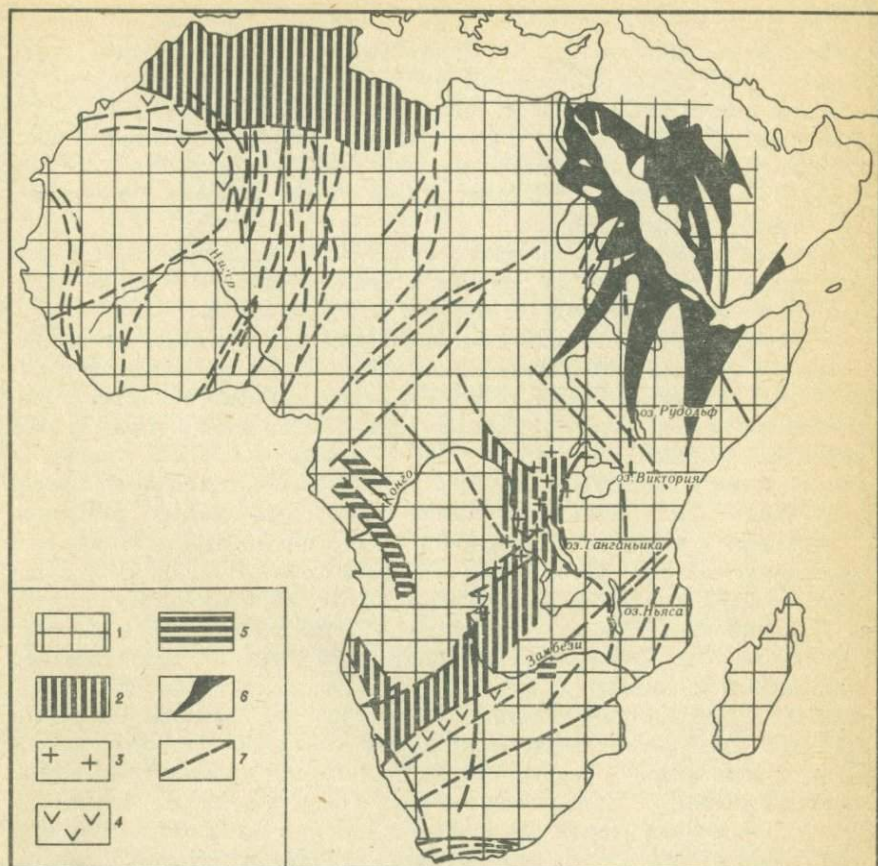


Рис. 2. Палеотектоническая схема раннерифейского этапа

1 — стабильные блоки континентальной коры; 2 — интракратонные протомиогеосинклинали; 3 — гранитизация Кибарской геосинклинали; 4 — вулcano-плутонические ассоциации; 5 — авлакогены; 6 — интракратонные протозеосинклинали; 7 — разломы предполагаемые

К югу от Кибарской протозеосинклинали в пределах массивов Трансваальского и Зимбабве получили развитие сети грабенов разных размеров. На Трансваальском массиве они выполнены сериями Матсап, Нильстром, Палапье, Кронсберг, Саутпансберг. Парагенез их выполнения включает формации аркозовую и красноцветную, андезитовую, трахилипаритовую, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовую. На массиве Зимбабве это серии Умкондо, Пиривири, Фронтьер и Гайрези. Здесь имело место сочетание кремнисто-карбонатно-терригенного и андезитового вулканического парагенезов: формации кремнисто-известняково-доломитовая, красноцветная аркозовая, углисто-терригенная, андезитовая.

К северо-западу от Кибарской протозеосинклинали продолжалось развитие южного сегмента Камерунско-Майомбинского шва, вдоль которого в рифее заложился Западно конголезский авлакоген. Восточнее

этого авлакогена грабенообразная депрессия впадины Франсвилль заполнялась разновозрастными отложениями нижней и средней серий одноименной надсерии с парагенезом формаций: аркозвая, кремнисто-известняково-доломитовая, сероцветная углисто-терригенная, вероятно, красноцветная аркозвая и туфовая липарит-лейкобазальтовая. Аналогичные образования выполняются на щите Шайю грабены Уано, Нижнее Офоуе, Нола, Мбаики, Моссима, Самбе-Уессо, а еще северо-восточнее — впадину Лики-Бембе.

Относительно малые грабены Западной Африки выполнены преимущественно орогенными формациями. Грабены Южной Африки отличаются почти полным отсутствием следов вулканизма.

**Среднерифейские авлакогены.** В среднем рифее с началом катангского тектоно-магматического цикла имело место существенное изменение структурного плана с формированием Катангской протогеосинклинали в центральной части кратона. Одновременно образовались синеклизы Таудени и Вольта. Вдоль новых расколов кратона в соответствии с изменившимся структурным планом заложилась крупные авлакогены, сопровождавшиеся грабенами малых размеров.

К северу и к югу от Кибарской протогеосинклинали, вступившей в орогенную стадию, заложилась сеть авлакогенов. Одни из них накладывают швы, ограничивающие Кибариды. Это авлакогены Малагарази и Луфилийский. Для них характерны существенно красноцветные парагенезы или терригенные (серия Нижний Роан — красноцветная аркозвая, подчиненные кремнистая и красноцветная формации. Нижняя серия надсерии Бушимае, серии Нонда, Кабелла, Кабенга и др.), или карбонатно-терригенные (серии Кантанта, Кипондве, Мулобози, Лусака и др. — красноцветные аркозвая и кремнисто-известняковая формации). В ряде случаев развитие получают кремнисто-карбонатно-терригенные (серии Мусиндоза и Бусондо в авлакогене Малагарази), сульфатно-терригенно-карбонатные (серии Рудная, Дипета, Мофия и др. в Луфилийском авлакогене), сульфатно-карбонатно-терригенные (средняя серия надсерии Бушимае) и кремнисто-терригенно-карбонатные (верхняя серия надсерии Бушимае) парагенезы, но во всех этих случаях значительная роль красноцветных образований сохраняется. В верхах среднего рифея господствуют сероцветные образования с локальным развитием вулканитов липарит-лейкобазальтовой и базальтовой формации. Развитие аркозов указывает на одновременный рост поднятий кристаллического фундамента, сопряженных с сетью авлакогенов.

Авлакогены разделяли крупные относительно устойчивые блоки — блок Бангвеулу, блок в тылу Луфилийской дуги, блок Касаи, блок между авлакогенами Бушимае и разломом, вдоль которого несколько позже (в позднем рифее) заложился авлакоген Линди.

Если для Центральной и Южной Африки характерно сочетание Кибарского орогена с системой авлакогенов, то в Западной Африке отмечается сочетание обширных новообразованных бассейнов осадконакопления миогеосинклинального типа с сопряженным с ними авлакогенами [2].

Остановимся более подробно на отложениях пород Майомбинской серии в Анголе [12], выходы которых образуют полосу шириной 10—25 км вдоль западного края Западноконголезского авлакогена. Это преимущественно риолитовые лавы, туфы и вулканогенные брекчии (вулканы Луканго), среди которых залегают горизонты кварцитов, филлитов и аркозов, с обломками вулканического происхождения. Общая мощность пород Майомбской серии в пограничных с Анголой районах Нижнего Заира (синклиналь Инга) 3—4 тыс. м [12]. Комагматичными кислыми лавами являются пост- или позднеорогенные известняково-щелочные (с монцонитовой тенденцией) розовые порфиroidные граниты. Они рассматривались как проявление заключительной фазы кислого майомбинского магматизма [12]. Граниты рвут вулканогенно-осадочные породы Майомбской серии. Вулканогенно-осадочные толщи и граниты Майомбского магматизма претерпели метаморфизм, катаклиз и разгнейсованность в период западноконголезского орогена. Тектонические структуры в этих породах ориентированы в северо-западном — субмеридиональном направлении.

В западной Африке в среднем рифее достоверно существовали такие авлакогены, как Рокел (на юге — терригенные, на севере — карбонатно-терригенные существенно сероцветные толщи низов одноименной серии), Бумский (терригенные отложения низов серии Бум), Гурма (красноцветные терригенные отложения — песчаники Фиргун и их аналоги), Угарта (серия Себкха-эль-Мелак с сочетанием красноцветной аркозовой и андезитовой формации). Неясно, существовали ли в это время основная часть Мавританского авлакогена, расположенная к северу от прогиба Рокел. В целом для авлакогенов Западной Африки характерен платформенный тип формационных рядов, за исключением авлакогенов Угарта, выполнение которого имеет скорее орогенный характер.

**Позднерифейские авлакогены.** В позднем рифее в основном сохранялся структурный план предшествующего этапа развития (рис. 3). Возникшие в это время дополнительные авлакогены близки по структурному положению к аналогичным структурам среднерифейского возраста.

Для группы авлакогенов, расположенных к юго-востоку от Кибарского орогена, характерен красноцветный карбонатно-терригенный парагенез, с преимущественным развитием красноцветных формаций, с которыми сочетаются известняково-доломитовая, кремнисто-известняковая, сульфатно-доломитовая и тиллитовая формации, преобладающие на отдельных уровнях (особенно тиллитовая, вместе с сероцветными терригенными образованиями слагающая два горизонта, отвечающие оледенениями с возрастом около 950—800 млн. лет). В этих авлакогенах локально проявился вулканизм преимущественно среднего состава, который может быть отнесен к андезитовой (грабен Кипили [3]) и базальт-андезитовой (лавы и субвулканические интрузии долеритов в надсерии Кунделунгу) формациям. Лавы основного состава отмечены в прогибе Малагарази.

К северо-западу от Кибарского орогена в позднем рифее развивались крупные авлакогены Бушимае, Западноконголезский и Линди. Авла-

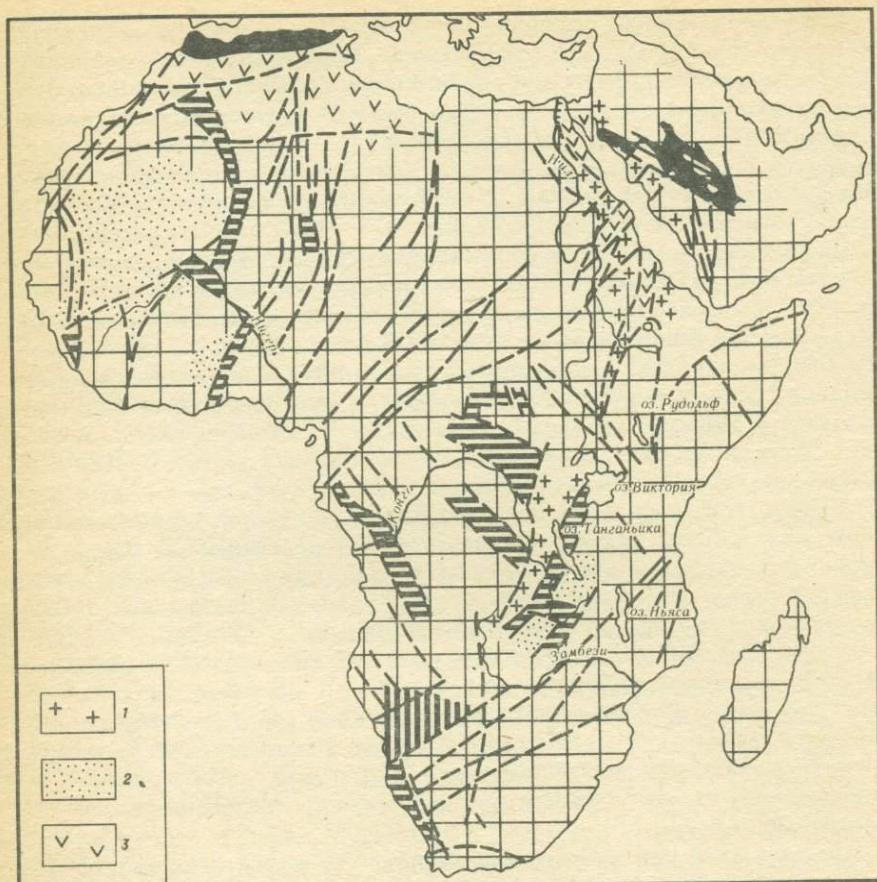


Рис. 3. Палеотектоническая схема позднерифейского этапа

1 — послекрибарские поднятия; 2 — плиты; 3 — вулканоплутонические пояса. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

коген Бушимае в начале позднего рифея завершил свое развитие мощными излияниями лав андезитовой формации с возрастом около 940 млн. лет [8]. Позднерифейский возраст имеет также часть подстилающих их кремнисто-известняково-доломитовых отложений [7] надсерии Бушимае. На юге авлакогена поднятие Кибарского орогена и сжатие в поперечном направлении привели к образованию складок, параллельных общему простиранию орогена и поперечных относительно прогиба.

Западно-Конголезский авлакоген унаследовал древний шов, заложившийся в позднем архее и активно развивающийся в раннем и среднем рифее. В целом здесь преобладал кремнисто-терригенно-карбонатный парагенез (кремнисто-известняковая, кремнисто-известняково-доломитовая формации с подчиненными тиллитовой и красноцветной), в конце позднего рифея сменившийся красноцветным тер-

ригенным (аркозовая красноцветная формация, играющая фактически роль ранней молассы) — в это время началось надвигание воздымающегося западного обрамления на прогиб с одновременным поднятием его западной части [9] в периферических зонах, примыкающих к авлакогену.

Верхнерифейские образования на севере Анголы встречены в Западно-Конголезском авлакогене Западного Конго и в нижней части платформенного чехла синеклизы Конго. Осадконакоплению в пределах складчатой зоны Западно-Конголезского авлакогена предшествовали постмайомбский диастрофизм и сменившая его эрозия, вследствие чего базальные горизонты выполнения авлакогена залегают с несогласием на более древних породах: от архейских до среднерифейских (рис. 4). Максимальная общая мощность пород Западно-Конголезского авлакогена около 17 км [9]. В средней зоне породы авлакогена смяты в складки апалачского типа северо-северо-западного простирания; складки прямые или опрокинутые обычно на восток. Во внешней зоне Западно—Конголезского авлакогена породы залегают субгоризонтально или образуют очень пологие складки северо-восточного простирания большого радиуса кривизны.

В разрезе Западно-Конголезского авлакогена, представленном терригенно-карбонатными породами, выделяются семь серий, разделенных либо размывами, либо угловыми несогласиями [9]. Оси максимального прогибания бассейнов осадконакопления для каждой серии смещались во времени с запада на восток. Области сноса являлись на западе — внутренняя зона поднятий, сложенная архейскими и нижнепротерозойскими породами, а на востоке — районы щита Касаи. Разрез авлакогена имеет следующее строение: серия Сансиква — кварциты, аркозы, карбонатные сланцы, пелиты; мощность более 1,5 км. Нижний микстит — конгломератовые субквальные слои. Серия Верхнего Шилоанго — карбонатные сланцы, известняки, аргиллиты, полевошпатовые кварциты, глинистые известняки со строматолитами; мощность до 1000 м. Верхний микстит — конгломератовые слои с элементами ледникового происхождения. Сланцево-известняковая серия — доломиты, известняки, битуминозные известняки, известняки со строматолитами, карбонатные сланцы, песчаники, алевролиты, кремни, аркозы; мощность до 2500 м. Серия Мпиока — красноцветные аркозы, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, граувакки; максимальная мощность более 3000 м, минимальная — до 80 м. Серия Инкиси — полевошпатовые кварциты, конгломераты, аркозы; максимальная мощность до 700 м. Развита во внешней зоне авлакогена, залегают субгоризонтально. Аналоги пород Инкиси в средней зоне авлакогена — породы серии Мбридж — смяты в складки и залегают на эродированных слоях от Сансиква до низов Мпиока и представлены полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, известняковыми конгломератами; максимальная мощность до 1800 м.

Верхнерифейские терригенно-карбонатные толщи, аналогичные в формационном отношении образованиям системы Западного Конго, слагают нижнюю часть разреза платформенного чехла синеклизы Конго [1].

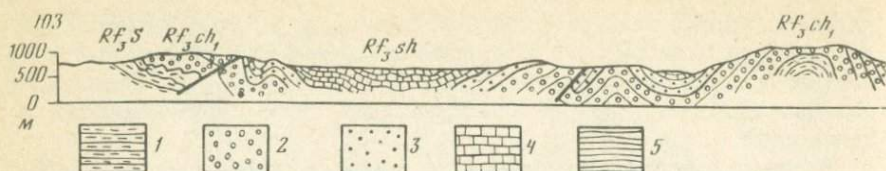


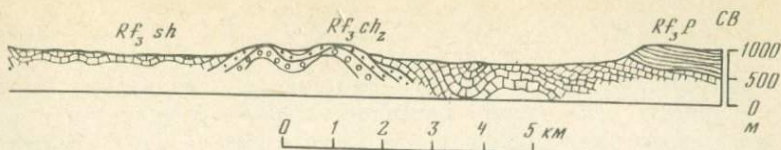
Рис. 4. Геологический профиль через центральную часть Западно-Конголезского авлакогена (район Бембе), по Л. Шермерхорну и В. Стантону [10]

1 — серия Сансиква; 2 — 3 — серия Верхняя Шилоанго: 2 — нижняя часть, 3 — верхняя часть; 4 — сланцево-известняковая серия; 5 — серия Мпиока

Авлакоген Линди в общих чертах унаследовал простирания северо-западной ветви кибарид, уходящей под чехол синеклизы Конго. На ранних этапах прогибания (серия Итури) заметно преобладают карбонатные отложения (формации кремнисто-известняково-доломитовая, битуминозных сланцев и известняков) при незначительной роли красноцветной аркозовой и кварцевой олигомиктовой формаций. Позднее (серия Локома и низы серии Арувими) красноцветные формации (аркозовая) слагают уже основную часть разреза при локальном развитии кремнисто-известняково-доломитовой формации. Развитие аркозов указывает на относительно быстрое воздымание и размыв блоков архейского фундамента, окружавших авлакоген. Северным продолжением авлакогена являются грабены Нижнее Котто, Моркия и другие, выполненные преимущественно терригенными красноцветными отложениями.

В Западной Африке в Буюмском авлакогене накапливаются красноцветные терригенные отложения (красноцветная кварцевая, олигомиктовая кремнистая формации) с подчиненным развитием на периферии этой области известняковой и кремнисто-известняково-доломитовой формаций.

В начале венда (рис. 5) в Буюм-Аткорском авлакогене установлено извержение базальт-андезит-липаритовых лав, агломератов и туфов (верхи серии Буюм) в Гане. В конце венда происходит поднятие области авлакогена и более восточных территорий с отложением в предгорьях красноцветного существенно аркозового терригенного комплекса (серия Обосум). Это поднятие было и ранее, начиная со времени излияний базальтоидов, так как в синеклизе Вольта выше обычной для Западной Африки ассоциации вендских тиллитов, маломощных доломитов и перекрывающих их существенно кремнистых фосфоритоносных толщ залегает мощный (до 4000 м) флишоидный песчано-алевролит-сланцевый комплекс, содержащий обломки свежих основных плагиоклазов [6], вероятно, вулканического происхождения. С востока на авлакоген произошло надвигание архейско-нижнепротерозойского фундамента с образованием серии чешуй. С запада авлакоген также ограничен серией взбросов и небольших надвигов, но для большинства поверхностей взбросов в Бенине отмечаются горизонтально ориентированные зеркала скольжения, что указывает вместе с рисунком расположения разломов на значительные правосторонние сдвиги вдоль западного ограничения [6]. Данные по под-



нимающемуся восточному блоку почти отсутствуют: его поднятие сопровождалось кислым вулканизмом трахилипаритовой формации.

В пределах авлакогена Мавританид в венде накапливались аналогичные отложения заметно большей (более 1000 м) мощности, в которых в ряде мест (низы серии Фолема, серия Хамдаллай) развиты вулканические брекчии и подушечные лавы основного состава.

Кремнисто-карбонатно-терригенная ассоциация близкого типа отлагается в авлакогене Гурма (серия Идубан), где она достигает мощ-

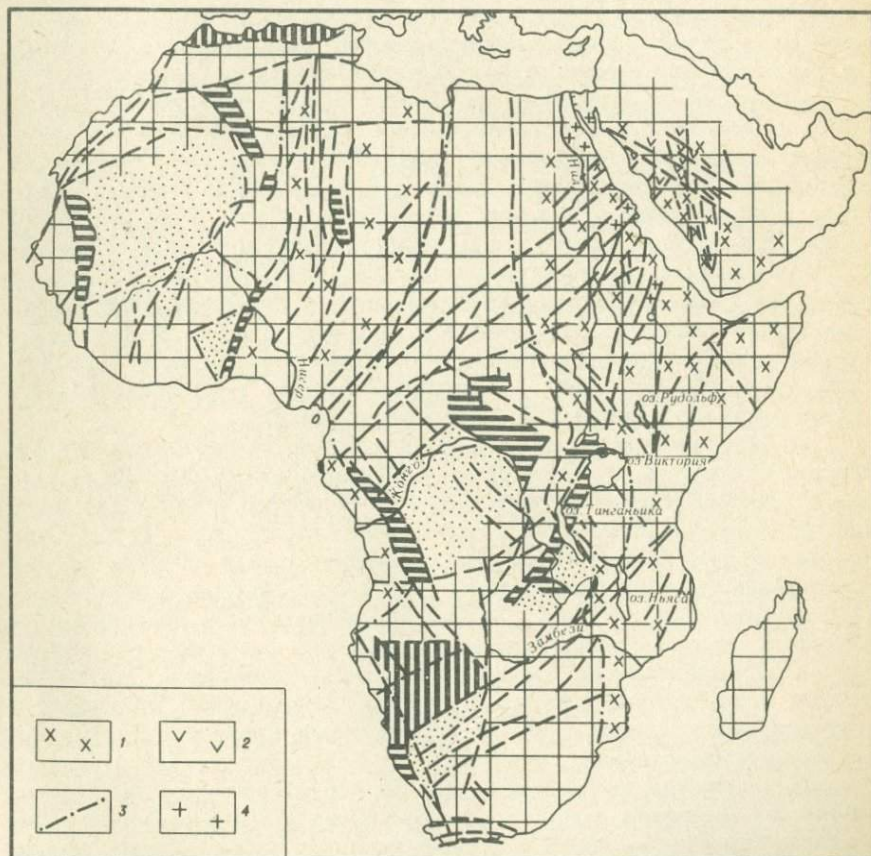


Рис. 5. Палеотектоническая схема вендского этапа

1 — области тектоно-магматической активизации фундамента; 2 — области кратонизации; 3 — условная граница тектоно-термальной переработки фундамента; 4 — области гранитизации. Остальные условные обозначения см. на рис. 2, 3

ности не менее 4000 м. Интересно отметить, что максимальные мощности нижних горизонтов верхнего рифея в зоне Гурма приурочены к перегибу склона, где развиты рифогенные карбонатные толщи, при мощности существенно алевролитосланцевых толщ того же возраста в центральных частях прогиба порядка 1000 м, что указывает на некомпенсированный характер прогибания на начальных этапах.

В авлакогене Гурма присутствует, по-видимому, только нижняя (дотиллитовая) часть венда, представленная песчано-сланцевыми отложениями. В венде в результате сжатия в меридиональном направлении произошло складкообразование с запрокидыванием складок в сторону массива Липтако и образованием пологого кливажа и пологих надвигов в том же направлении. С этого времени авлакоген Гурма перестал существовать.

Происходит, по-видимому, дальнейшее расширение сети авлакогенов Западной Африки. Авлакоген Рокел знаменуется излиянием вулканитов андезит-базальтовой формации вдоль разломов, ограничивающих его с запада (в начале позднего рифея). На северном продолжении мавританид закладывается авлакоген Эль-Тлетиаг с развитием в нем отложений красноцветной эвапоритовой и сульфатно-доломитовой формаций, указывающих на относительную изоляцию авлакогена от других бассейнов осадконакопления. Авлакоген Угарта в позднем рифее замыкается мощными извержениями вулканитов липаритовой формации. В позднем рифее заложился авлакоген Восточного Ахаггара, где началось отложение красноцветов серии Куэн (на севере Аира), с характерным сочетанием красноцветной аркозовой формации с излияниями дацит-липаритового состава. Таким образом, венд явился временем замыкания большинства авлакогенов, существовавших в позднем рифее. Особенно отчетливо это выражено в Центральной Африке (где повсеместно проявилась катангская складчатость с возрастом около 620 млн. лет) и в Западной Африке, в пределах авлакогенов Бумеского, Гурма и Восточно-Ахаггарского.

На Африканском континенте древние авлакогены возникли на рубеже раннего и позднего протерозоя. Они расположены преимущественно в западной и южной частях кратона. Наиболее крупные авлакогены (Западно-Конголезский, Саутпансберг, Малагарази, Гурма) при протяженности 1200—1500 км имеют ширину порядка 200—400 км. Они представляют собой тектонические рвы в теле кратона, ограниченные зонами разломов глубокого заложения, выполненные осадочными, в меньшей степени вулканогенными формациями плитного и орогенного типов преимущественно позднепротерозойского возраста. Эти толщи смяты в сравнительно простые складки, осложненные взбросами и надвигами, в отдельных случаях — шарьяжами. Возраст завершающих складкообразовательных движений для большинства авлакогенов — конец протерозоя, тогда как отдельные структуры этого типа завершили свое развитие только в палеозое (Угарта). Выполняющие авлакогены отложения подверглись существенному метаморфизму, вплоть до зеленосланцевой фации. Эти отложения следует рассматривать в качестве переходного комплекса между образованиями кристаллического фундамента и залегающим выше собственно платформенным чехлом.

В раннерифейско-вендское время наблюдалось одновременное развитие интракратонных протогеосинклиналей миогеосинклинального типа, авлакогенов (с выполнением орогенного или платформенного типа), плитных комплексов (чехлов жестких массивов типа срединных) и орогенов.

Заложение и отмирание авлакогенов первого (кибарского) и второго (катангско-панафриканского) поколения происходило разновременно.

**Позднепалеозойские рифты.** На протяжении позднего палеозоя большая часть Африкано-Аравийского континента представляла собой кратон с устойчивой тенденцией к воздыманию, за исключением самых окраинных частей, включающих север и крайний юг Африки, а также северо-восточную часть Аравии.

Древние рифты на Африканском континенте образовались в каменноугольно-пермское время. Они концентрировались в восточной части континента, хотя одиночные рифты возникли на его юго-западе. Наиболее крупные из них Ньяса-Руква, Замбези, Рухуху, Кассанжи, Окованго. Рифты представляют собой крупные грабены протяженностью 500—700 км и шириной 100—200 км. Они выполнены осадочными и вулканогенными образованиями, относимыми к формации Карру. Эти образования слабо затронуты тектоническими деформациями и лишены метаморфизма.

В рифте Ньяса-Руква мощность каменноугольных отложений достигает максимума лишь в районе северного окончания оз. Ньяса. В рифте Рухуху на территории Танзании отложения позднекаменноугольного возраста представлены озерно-перигляциальными породами: аргиллитами с тонкими пластами карбонатных пород и мелкозернистых песчаников с отдельными валунами. Максимальной мощности эти отложения достигают в северо-западной части рифта. Мало мощные позднекаменноугольные отложения отмечаются в рифте Замбези, где распространены спорадически. Каменноугольный период является началом формирования рифтов и активизации некоторых более древних разломов. Рифтообразование, по-видимому, началось в самом конце карбона, что подтверждается незначительной мощностью синхронных отложений (рифтов Ньяса-Руква и Замбези). Рифтообразование происходило как за счет обновления и активизации более древних систем разломов (рифты Лимпопо, Замбези и Рухуху), так и по границам крупных устойчивых структурных элементов, например восточная часть рифта Замбези, отвечающая границе с массивом Зимбабве. Выявленные фрагменты рифтообразных структур каменноугольного времени, по-видимому, явились предвестниками начала формирования Восточно-Африканского рифтового пояса [5].

В северо-западной части Зимбабве и прилегающих районах Ботсваны пермские отложения занимают широкую субмеридиональную впадину, которая на востоке сопряжена с рифтом Замбези. Несомненно, что строение впадины было осложнено рядом поперечных структур. Область пермского осадконакопления отсюда продолжалась в направлении восточного борта синеклизы Конго. Здесь угленосные слои перми трансгрессивно, с грубообломочными породами в основании,

залегают на верхнекарбонных ледниковых отложениях. Выше располагаются тоже пермские аргиллиты, глинистые сланцы и песчаники. Общая мощность пермских отложений в Заире около 225 м.

Амплитуда прогибания в рифтах была различной. Судя по мощности выполняющих их пермских отложений, наиболее опущенными оказались восточная часть рифта Замбези (3100 м) и северо-восточное окончание рифта Рухуху (1900 м). В последнем случае опускания сопровождалось кратковременными морскими трансгрессиями. Севернее, в районе Танга, пермские отложения достигают мощности 2300 м, но морские слои в них не обнаружены. Это позволяет предполагать существование здесь поднятого блока пород, отделяющего рифт Рухуху от прогиба Танга. Несколько необычным является рифт Луанга в Замбии, который был заложен в карбоне и развивался только в перми. Максимальные мощности пермских отложений (около 1200 м) отмечаются в его северо-восточной части.

В Анголе рифты развиты на северо-востоке страны в бассейне реки Кассанжи и в районе Лунда. Они выполнены континентальными осадками общей мощностью до 600 м. В разрезе системы Карру выделяются две серии [11]: внизу — серия Лутое верхнего карбона — верхней перми, сложенная красноцветными несортированными конгломератами, возможно тиллитами и грубозернистыми ожелезненными песчаниками мощностью 10—50 м; сверху — серия Кассанжи позднепермского—среднетриасового возраста мощностью до 600 м, сложенная ленточными глинами, алевролитами (60 м), перекрытыми красноцветными глинами, алевролитами, массивными песчаниками.

Породы системы Карру залегают субгоризонтально и не нарушены разломами, за исключением зоны разломов Квеле, которая рассматривается как продолжение северного крыла разломов, ограничивающих расположенный к западу горст Кванза. Можно предполагать наличие крупного рифта в пределах Мозамбикского пролива. Доказательством этому служит резкое увеличение мощности пермских отложений в сторону пролива на о-ве Мадагаскар — до 3800 м. Вполне вероятно, что уже в пермское время между о-вом Мадагаскар и континентом существовал морской пролив. Об этом говорят сопоставимые мощности пермских отложений в восточной части рифта Замбези и во впадине Сокоа на Мадагаскаре, а также наличие пород морского происхождения в пермских отложениях Мадагаскара.

**Заключение.** Образование древних авлакогенов на Африканском континенте связывается с частичной деструкцией зрелой континентальной коры. При этом происходило утонение гранито-гнейсового и базальтового слоев коры без полного разрыва ее сплошности. Ранний этап развития авлакогенов можно рассматривать в качестве рифтогенной стадии. В дальнейшем при смене условий растяжения обстановкой сжатия произошло смятие осадочно-вулканогенного выполнения авлакогенов, которые приобрели характер внутриплатформенных складчатых зон. В отличие от авлакогенов рифты испытали лишь стадию растяжения в условиях частичной деструкции зрелой коры. Этот процесс в восточной части африканского континента получил дальнейшее развитие. Кайнозойские рифты Восточно-Африканского

пояса в своем развитии использовали структурные направления палеозойских рифтов.

В заключение следует сказать, что рифты, древние авлакогены и интракратонные протогеосинклинали являются единым генетическим рядом глубинных структур земной коры Африкано-Аравийского кратона, формирующихся на разных стадиях деструктивных процессов в момент перестройки континентальной коры в океаническую, при этом сама кора структур в это время может быть отнесена к переходному типу [4].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Божко Н.А. Тектоническое развитие Африки и Аравии в позднем докембри. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, N 2, с. 3—15.
2. Елизарьев Ю.З., Забродин В.Е., Чиков Б.М. Докембрий Африки и Аравии (структурно-вещественные комплексы). — В кн.: Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск: Наука, 1976, с. 108—213.
3. Киреев А.С., Кондаков Л.А. О геологическом развитии территории Западного Рифта (Танзания) в рифейское время. — Геология и полез. ископаемые стран Азии, Африки и Лат. Америки, 1977, N 2, с. 46—56.
4. Сулиди-Кондратьев Е.Д., Развальяев А.В., Давиденко И.В. Металлогенетическое значение главных разломов Африки и Аравии. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, N 3, с. 88—96.
5. Сулиди-Кондратьев Е.Д., Сафронов Д.С., Козлов В.В. Тектоническое развитие Африки и Аравии в карбоне и перми. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, N 2, с. 44—52.
6. Affaton P. Etude géologique et structurale de Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta. — Univ. Saint-Jerome, Marseille. Sér. B, 1975, N 10. 202 p.
7. Bertrand-Sarfati J. Stromatolites columnnaires du Précambrien supérieur du Sahara Nord-Occidental. — Trav. Centre Rech. Zones Arides. Sér. géol., 1972, N 14. 245 p.
8. Cahen L. Igneous activity and mineralisation episodes in the evolution of the Kibaride and Katangide orogenic belts of Central Africa. — In: African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970, p. 97—115.
9. Cahen L. La stratigraphie et la tectonique du supergroupe ouest-congolien dans les zones médiane et externe de l'orogène ouest-congolien (pan-africain) au Baz-Zaire et dans les régions voisines. — Ann. Mus. Roy Afr. centr., 1978, vol. 83, p. 1—150.
10. Devigne J.P. Une chaîne précambrienne intracontinentale: la chaîne Ouest Congolienne de l'Afrique centrale. — Revue de géographie physique et de géologie dynamique. Ser. 2, 1966, vol. 8, fasc. 5, p. 359—383.
11. Oesterben M. Karroo-system und präkambrische Unterlage im nördlichen Angola I. Stratigraphie, Tectonik und Petrographie. — Geol. J., 1976, R. B., N. 20, S. 3—55.
12. Tack L. Etude pétrochimique du Mayumbien au Bas-Zaire: une séquence volcano-plutonique acide précambrienne. — Ann. Mus. Roy Afr. centr., 1979, vol. 84, p. 1—59.

УДК 551.242:553.62.061.12

Н.М. ДЖИНОРИДЗЕ

### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФОГЕНЕЗ И ГАЛОГЕНЕЗ

В процессе изучения геологического строения дна океанов, внутренних морей и прилегающих к ним континентальных окраин обнаружены протяженные рифтовые пояса, в которых основание осадочного чехла представлено комплексом основных вулканитов, обломочных (часто

континентальных) и галогенных образований, залегающих на коре океанского или переходного типов. В этих поясах настолько очевидна временно-пространственная связь между континентальным рифтогенезом и галогенезом, что оказалось возможным сделать несколько важных выводов, не учтенных в прежних представлениях о галогенезе.

Оказалось, что соленакопление является главной чертой начала эволюции океанов: галогенез происходит в условиях рифтогенеза в протоокеанической (начальной) стадии их развития [16, 25, 44, 65, 84, 100, 102, 111 и др.], возраст солей рифтогенных поясов датирует время "раскрытия" океанов [34, 65], а периоды континентального рифтогенеза и образования протоокеанов представляют собой главные эпохи галогенеза за последние 200 млн. лет истории Земли [84]. Современным аналогом древних протоокеанов все исследователи считают Красноморский бассейн. Солеродные бассейны рифтогенных поясов относятся к категории (группе) солеродных бассейнов пассивных континентальных окраин [7].

Большинство исследователей предполагает, что галогенез в условиях рифтогенеза происходил согласно классической (океанической) модели соленакопления. Соли отлагались только в тех зонах рифтогенных поясов, которые располагались до палеоширот  $35^\circ$  к северу и югу от палеоэкватора [84]. При этом большую роль играл предрифтовый подъем континентальной коры и образование на поверхности "выпуклостей", что приводило к изменению речной дренажной системы, наклоненной в стороны от зарождающегося на "выпуклостях" рифта, в котором галогенез связывается с трансгрессией океанической воды и ее испарением в условиях аридного климата [65]. Таким образом, с позиции классической модели мощные галогенные отложения пассивных континентальных окраин являются "эвапоритами", а солеродные бассейны, развивающиеся в условиях рифтогенеза, — системами, открытыми в физико-химическом смысле только сверху для протекания экзогенных процессов. Это предполагает только временно-пространственную связь между рифтогенезом и галогенезом.

Если Красноморский бассейн—современный аналог мезозойских протоокеанов, то механизм галогенеза (источник и способ осаждения солей) в нем должен быть общим для всех солеродных бассейнов пассивных континентальных окраин. В связи с этим рассмотрим условия галогенеза и его связь с рифтогенезом в миоцен-современной истории Красного моря.

**Механизм галогенеза в Красноморском бассейне.** Современный Красноморский субокеанический бассейн состоит из Центрального (основного) глубоководного трога, который разделен на краевые зоны и осевой рифтовый трог с корой океанического типа, Западной и Восточной мелководных шельфовых зон, являющихся подводными продолжениями, Африканской и Аравийской пассивных континентальных окраин [17].

В осевом трогe миоценовые галогенные отложения отсутствуют [71]. Здесь океанические базальты непосредственно перекрыты либо 5-метровой пачкой осадков монтмориллонит-ангидрит-гематитовой фации с позднечетвертичной фауной (скв. 226, DSDP [121]), либо

глубоководными карбонатно-птероподовыми осадками с возрастом 11—25 тыс. лет [87]. Ангидриты ассоциируют с окислами и сульфидами, а также образуют почти мономинеральные прослои [15]. На дне осевого трога существуют многочисленные впадины, заполненные горячими (до 59,2°С) металлоносными рассолами, разгружающимися и сейчас [56]. Разгрузка этих рассолов создала здесь расслоенную водную систему, открытую снизу для внедрения (эксгальции) глубинного вещества и подтока тепла. Она состоит из трех водных слоев [45]: верхнего — гомогенного, близкого по химизму к нормальной морской воде ( $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-} = 0,3$  [74]); среднего — неоднородного по мощности, температуре и химизму ( $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-} = 2,6$ ) и нижнего — металлорассольного, гомогенного по минерализации, но неоднородного по температуре. Рассолы нижнего слоя относятся к хлоридно-кальциевому типу ( $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-} = 14,7$ ). Средний слой образовался в результате смешения рассолов нижнего слоя с водами верхнего слоя [115], что привело к осаждению ангидритов в пограничных слоях [74]. На границе среднего и верхнего слоев во впадине Атлантис II наблюдается захват растворенного кислорода рассолами среднего слоя, их насыщение и, как следствие, осаждение окислов железа [45]. Следовательно, сульфатная сера и кислород, хотя имеют морское происхождение [23], но не могут являться показателями природы металлоносных рассолов нижнего слоя. Наоборот, отсутствие в этих рассолах кислорода и бактерий [115], изотопные составы стронция [58] и свинца [26], избыток мантийного гелия [90] дают основание присоединиться к мнению [3, 10, 46] о глубинном гидротермальном происхождении хлоридно-кальциевых рассолов нижнего слоя. В таком случае осадки, выпадающие вследствие их смешения с водами морского бассейна, являются эксгальционно-осадочными.

Приведенные данные указывают на то, что в конце плейстоцена на дне осевого трога Красного моря стали осуществляться процессы начальной фазы галогенеза — обессульфачивание морской воды в результате разгрузки высокоминерализованных гидротерм хлоридно-кальциевого состава и, как следствие, осаждение ангидритов. В настоящее время здесь формируются соленосные илы [47]. Предгалогенный этап отмечен образованием океанических базальтов. Галогенез происходит в условиях расслоенной системы, открытой снизу для подтока глубинного тепла и вещества. Это предполагает парагенетическую связь не только между рифтогенезом и галогенезом, но и между данными процессами и рудообразованием. Становятся понятными: образование крупнейших стратиформных свинцово-цинково-серебряных месторождений Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур-Ривер) в условиях андезит-базальтового вулканизма и пересыщенных рассолов [99]; возникновение крупных месторождений свинца в геологическом прошлом "лишь с появления значительного количества хлоридов и сульфатов" [42, с. 72]; пространственная связь галогенных формаций с рудоносными [19], и, наконец, высокие содержания свинца в галитах ( $7 \cdot 10^{-5}$  —  $3 \cdot 10^{-4}$  вес. %) всех ископаемых солей, которые на 3—4 (!) порядка больше, чем в морской воде ( $9 \cdot 10^{-8}$  вес. % [97]).

Происхождение солевого состава и минерализации красноморских

гидротерм до сих пор остается невыясненным. Из множества гипотез, рассмотренных Г.Н. Батуриным [3], долгоживущими оказались лишь две: глубинная гидротермальная и выщелачивания миоценовых солей морскими или седиментационными водами, известная сейчас как гипотеза "боковой разгрузки" [91]. Это отражено во взглядах академика А.Л. Яншина [47, с. 39] о том, что современный галогенез на дне глубоководных впадин центрального грабена Красного моря связан "с выходами по разломам очень высокоминерализованных вод или с растворением выходящих в бортах грабена более древних солей миоценового возраста". По нашему мнению, однозначное решение данного вопроса зависит от различия или идентичности процессов современного эксгалационнно-осадочного и миоценового галогенеза. Для этого рассмотрим вопрос о связи в миоцене между галогенезом и рифтогенезом, а также седиментологические и физико-химические особенности миоценового галогенеза. Отметим при этом, что в проблеме происхождения миоценовых солей Красноморского бассейна общепризнанной является классическая модель в условиях либо сабкх и мелководья [68, 80, 103], либо спрединга [72]. В последнем случае спрединг обеспечивал только быстрое оседание дна бассейна, в котором за короткое (1 млн. лет) мессинское время отложились соли огромной мощности, что принимается как "кризисное" явление в истории Красноморского бассейна.

Анализ стратиграфических особенностей размещения миоценовых галогенных отложений, их фациального строения и корреляции с продуктами базального вулканизма, проведенный автором (рис. 1), выявил следующее:

1. В течение миоцена галогенез осуществлялся дважды: в начале раннего миоцена (аквитан?) и позднелангско-мессинское время (а не в мессинское [72] или послесреднемиоценовое [113]).

2. Соленосные отложения раннемиоценового галогенного этапа приурочены к нижней части формации<sup>1</sup> Магхерсум и непосредственно залегают на толще (мощностью 437 м) вулканических туфов, подстилаемых базальтами (скв. Дунгунаб-1, Судан [106]) олигоценного возраста [120]. Эти же базальты вскрыты скважинами на противоположном аравийском берегу (южнее г. Джидды), где их лавовые потоки переслаиваются с кремнистыми известняками, содержащими олигоценовую фауну (формация Шумаизи [108]). Олигоценовые базальты широко развиты также в областях, окружающих Суэцкий залив [116] и Данакильскую депрессию [69], а Сиратские платобазальты имеют позднеолигоценовый возраст (25-29 млн. лет [57]).

3. Самая верхняя, среднемиоценовая часть формации Магхерсум в районе Хор-Эйт (Судан) также содержит три горизонта базальтов мощностью 5—13 м [106]. Она подстилает формацию Хор-Эйт, верхняя часть которой гипсоносна. Примечательно, что в Аденском заливе толща океанических базальтов включает осадочные слои базальной зоны (*Orbulina suturalis* — *Globorotalia peripheroponda*) среднего миоцена (скв. 231 DSDP [107]), т.е. того возраста, когда в Суэцком

<sup>1</sup> Здесь и далее под формацией понимается свита или толща.

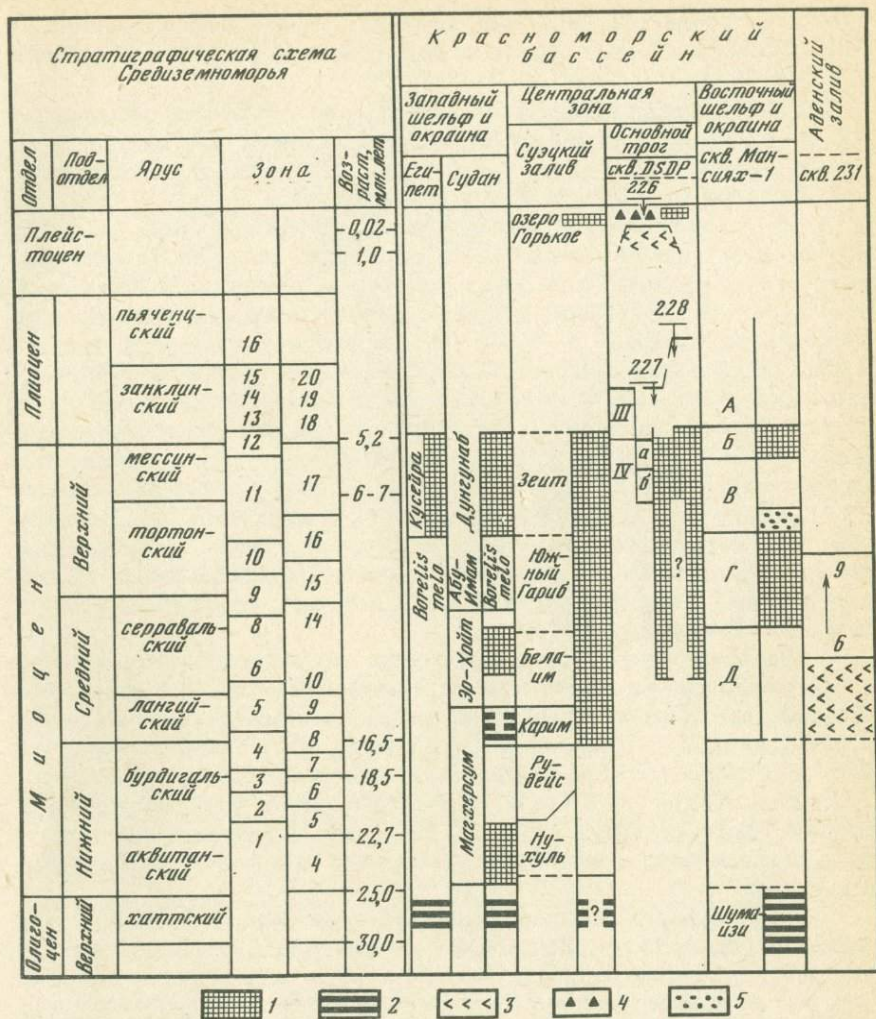


Рис. 1. Схема корреляции галогенных и вмещающих отложений Красноморского бассейна по данным [22, 35, 75, 106, 108, 113, 121]

1 — галогенные отложения; 2 — базальты; 3 — океаническая кора; 4 — рудоносные отложения; 5 — вулканиты

заливе формируется нижняя часть "эвапоритовой" серии Рас-Малааб [75] — верхняя часть формации Карим и нижняя часть формации Беллаим, относящиеся также к зоне *Orbulina suturalis* [22]. Прослои базальтов и основных вулканитов, встречаемых в нижней части галогенных отложений на островах архипелага Дахлак (скв. Секка-Фавы 1, В-1 [108]), вероятно, имеют среднемиоценовый возраст. Мощные лавовые потоки базальтов залегают в основании "гельвета" в Аафринском грабене Северо-Западной Сирии [22], а также в нижней части среднемиоценовых красноцветов Данакильской депрессии [51]. Поэтому

правы исследователи, считавшие средний миоцен началом одного из основных периодов рифтогенеза на севере системы Восточно-Африканских рифтов [50].

Таким образом, каждому из двух этапов галогенеза предшествовал и (или) сопутствовал базальтовый вулканизм, что указывает на временно-пространственную связь между рифтогенезом и галогенезом в миоценовой истории Красноморского бассейна.

4. В Красноморском бассейне наиболее интенсивный галогенез происходил в позднелангско-мессинское время (см. рис. 1), в течение которого галогенные отложения заполнили краевые зоны Центрального трога с Суэцким заливом и примыкающие к ним континентальные окраины до глубины 3—5 км [89]. В сторону последних возраст подошвы и кровли становится более молодым. В этом же направлении нижняя часть галогенной толщи фациально замещается морскими отложениями и еще далее — ложится с краевым несогласием на миоценовые и более древние образования. Следовательно, галогенез начался раньше в центральной части солеродного бассейна, а затем стал захватывать пространства в сторону его краевых зон. Поэтому для него характерен симметричный (концентрический) фациальный профиль, установленный в наиболее изученной части бассейна — Суэцком заливе [75], к центральной части которого приурочена область развития калийных солей [70].

5. Верхняя часть галогенной толщи позднелангско-мессинского этапа наиболее детально изучена скважинами DSDP в восточной краевой зоне Центрального трога, где она отнесена к свите IV, датированной зоной II — *Discoaster quenquegamus* [113], которая в стратиграфической схеме миоцена Средиземноморья включает нижнюю часть мессинского яруса, а в схеме Индийского океана [21] соответствует средней части верхнего миоцена. Изучение седиментологических и физико-химических особенностей галогенеза данного этапа показало следующее:

Состав поровых рассолов каменной соли (скв. 227 DSDP) указывает на присутствие минералов бишофит ( $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ) — тахгидритовой ( $CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$ ) группы в первичных соляных породах [91], т.е. на калийной фазе галогенез развивался по хлоридной линии.

В ангидритах скв. 227 встречены идиоморфные (аутигенные) кристаллы кварца с микровключенными кристаллами ангидрита, что указывает на первичное осаждение ангидритов [112].

В ангидритовой пачке, подстилающей верхнюю пачку каменной соли (скв. 227), присутствуют прослой "глинистых" сланцев, сложенных на 80% и более кристобалитом, который не встречен выше галогенной толщи в данном разрезе, и в галогенных отложениях, вскрытых скв. 225 и 228 [121], расположенными восточнее и юго-западнее от скв. 227. Это предполагает сингенетичное осаждение кристобалитовых сланцев в центральной части солеродного бассейна в результате привноса кремнезема разгружавшимися здесь гидротермами. Подчеркнем, что аномально повышенное содержание кремнезема характерно для современных красноморских гидротермальных рассолов [95] хлоридно-кальциевого состава.

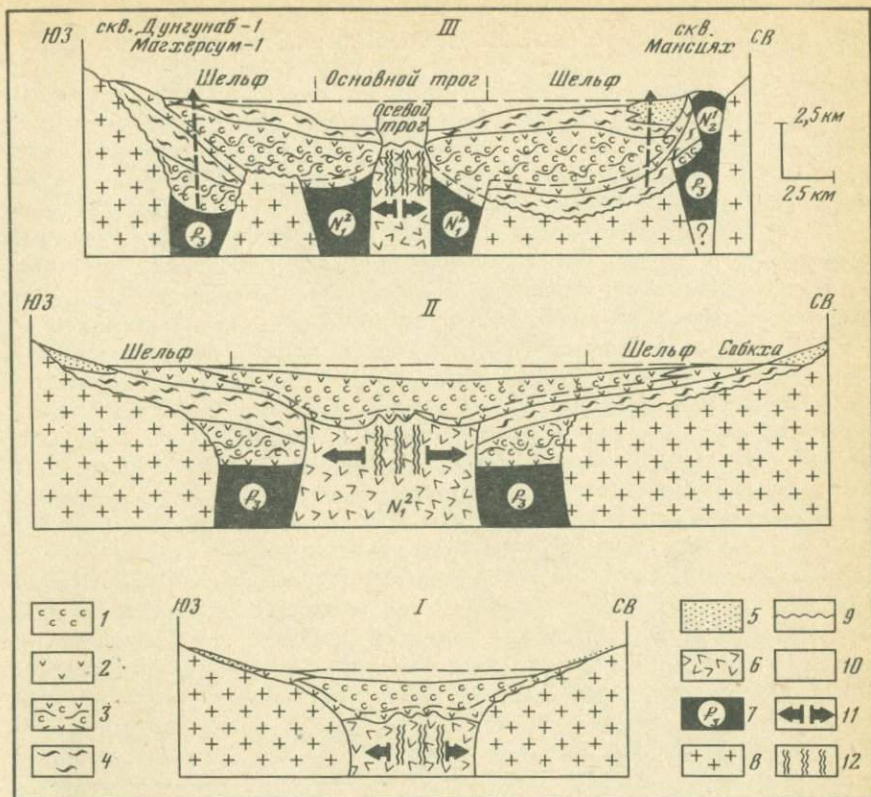
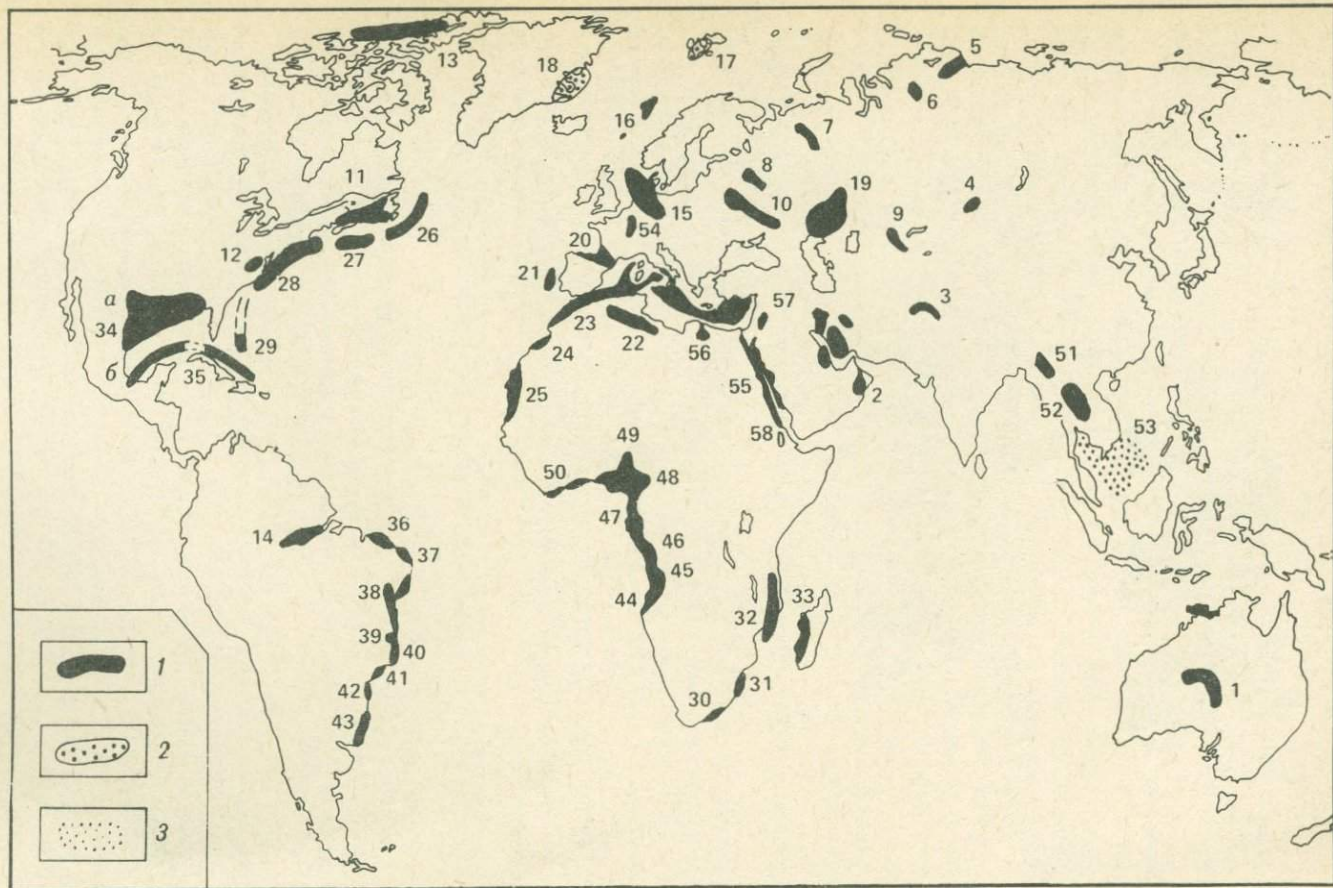


Рис. 2. Схема геодинамической эволюции Красноморского бассейна на основе рис. 1.

I — конец раннемиоценового галогенеза; II — конец лангско-мессинского галогенеза; III — начало плейстоценового галогенеза. 1—3 — галогенные отложения: 1 — каменная соль, 2 — гипсы, ангидриты, 3 — осложненные соляной тектоникой; 4 — морские отложения; 5 — континентальные красцветы; 6 — вновь образованная океаническая кора; 7 — базальты и их возраст; 8 — континентальная кора; 9 — поверхность несогласия; 10 — слой воды; 11 — зона спрединга; 12 — пути разгрузки гидротерм

В верхней части галогенных отложений, вскрытых скв. 225, 227, 228, содержатся глинистые сланцы, обогащенные свинцом, цинком и медью [121]. Галениты в ассоциации с миоценовыми гипсами известны в Египте. Например, непосредственно под гипсами Кусейры залегают стратиформные свинцово-цинковые рудные тела, относимые к продуктам гидротермально-вулканической эксгальтации [35]. Изотопный состав свинца миоценовых полиметаллических месторождений Египта, а также Саудовской Аравии и красноморских металлоносных осадков и рассолов идентичен, в чем Х. Крейг [23] видит доказательство происхождения свинца красноморских гидротерм вследствие выщелачивания миоценовых солей, что является ошибочным. Свинец миоценовых рудных месторождений, красноморских гидротерм и осадков имеет единую глубинную гидротермальную природу, связанную с рифтогенезом. Привнос металлов, вероятно, осуществлялся в виде хлоридных комплексов [29].



Бессульфатность материнских рассолов, из которых формировались мессинские галогенные отложения позднелангско-мессинского этапа, их обогащенность металлами и кремнеземом, осаждение в бассейне ангидрита и кристобалита — высокотемпературной модификации кварца сближают миоценовый галогенез с современным эксгалиционно-осадочным. Поэтому осевой трог Красного моря, по-видимому, следует считать современным аналогом миоценового солеродного бассейна начальной фазы галогенеза, что лишает основы гипотезу "боковой разгрузки" и свидетельствует о гидротермальном происхождении солевого состава и минерализации рассолов нижнего слоя. Становится очевидной парагенетическая связь между рифтогенезом, галогенезом и рудообразованием в Красноморском бассейне. Мощные галогенные отложения данного бассейна не являются эвапоритами.

Деструкция континентальной коры и рифтогенез в позднем олигоцене обусловили мобилизацию и разгрузку гидротерм на дне возникшего в начале миоцена внутриконтинентального солеродного бассейна (рис. 2, I), а затем перемещение на северо-восток Аравийского блока вызвало в бурдигале трансгрессию средиземноморских вод в Красноморский бассейн [64], что явилось причиной прекращения соленакопления. Новый этап зарождения внутриконтинентального солеродного бассейна наступает в связи с рифтогенезом в конце раннего — начале среднего миоцена (см. рис. 2, II). Позднеолигоценное и ранне-среднемиоценовое растяжения между Африканским и Аравийским континентальными блоками, вероятно, компенсировались сжатием вдоль Загроса: закрытием Южного Тетиса в раннем миоцене и складкообразованием в позднем миоцене [39]. В плиоцене соленакопление было прекращено также в связи с трансгрессией морских вод, в данном случае из Индийского океана [64]. Представление о существовании только послемииоценового рифтогенеза [17] в геодинамической эволюции Красного моря нуждается в корректировке. Фундамент шельфовых зон Центрального трога, вероятно, состоит из микроблоков — фрагментов как океанической коры [61], так и континентальной

Рис. 3. Схема размещения солеродных бассейнов (и суббассейнов) пассивных континентальных окраин по данным [7, 11, 28, 34, 40, 60, 65, 79, 84, 86, 100, 104]

1 — солеродные бассейны (суббассейны); 2 — их крайние фации; 3 — соляные купола. Солеродные бассейны и суббассейны. Докембрийские: 1 — Амадис, 2 — Персидского залива, 3 — Соляного кража; среднедевонские: 4 — Тувинский, 5 — Нордвикский, 6 — Норильский, 7 — Тиманский, 8 — Московский; позднедевонские: 9 — Чу-Сарыуский, 10 — Припятско-Днепровско-Донецкий; раннекаменноугольные: 11 — Маритаймский, 12 — Солтвиллский; ранне-среднекаменноугольные: 13 — Свердловский; позднекаменноугольный: 14 — Амазонский; раннепермские: 15 — Североморский, 16 — Верингский, 17 — Шпицбергенский, 18 — Восточно-Гренландский, 19 — Прикаспийский; позднеtriasово-рианские: 20 — Пиренейско-Аквитанский, 21 — Португальский, 22 — Магрибский, 23 — Марокканский, 24 — Тарфая-Эль-Аюнский, 25 — Сенегальский, 26 — Большой Ньюфаундлендской банки, 27 — Шотландского шельфа, 28 — Джорджия-Нью-Джерс-Гаттерасский, 29 — Эксумский, 30 — Порт-Элизабетский, 31 — Южно-Мозамбикский, 32 — Южно-Танзанийский, 33 — Мадагаскарский; средне-позднеюрские: 34 — Примексиканский (а — Мексиканского залива, б — Теуантепека-Кампече-Сибси), 35 — Северо-Кубинский; раннемеловые: 36 — Баррейриньяс, 37 — Потигуар, 38 — Серджи-Рюконкао, 39 — Жекитиньонья, 40 — Эспириту-Санту, 41 — Кампус, 42 — Сантус, 43 — Пелотас, 44 — Массамедиш, 45 — Кванза, 46 — Конго, 47 — Габон, 48 — Нигерия, 49 — Того-Дагомей, 50 — Берег Слоновой Кости—Гана; меловые: 51 — Хеньдуаншанский, 52 — Коратский, 53 — Южно-Китайско-коморский, 54 — Верхнерейнский; раннеолигоценный: 55 — Красноморский; средне-позднемиоценовый: 56 — Средиземноморский мессинский; плиоцен-плейстоценовые: 57 — Мертвого моря, 58 — Данакильский

ной [71]. Поэтому галогенные отложения здесь залегают как на базальтах, так и на метаморфическом комплексе пород [17, 108].

Пример истории Красноморского бассейна делает необходимым рассмотреть связь между рифтогенезом и галогенезом в более древних протоокеанах.

**Галогенез в протоокеанах Атлантики.** Синхронные мощные галогенные отложения пассивных континентальных окраин, окаймляющих Атлантический океан (рис. 3), образовались, как видно из реконструкций [82] раннемелового, раннеюрского, поздне триасового и раннепермского положений материков (рис. 4, А—В), в единых солеродных бассейнах: Южно-Атлантическом, Примексиканском, Северо-Атлантическом и Бореально-Атлантическом, которые, подобно Красноморскому бассейну, зародились и развивались в условиях внутриконтинентального рифтогенеза на протоокеанической стадии развития Атлантического океана.

Южно-Атлантический солеродный бассейн к настоящему времени изучен наиболее детально. Его западный и восточный края на Бразильской и Гвинейской континентальных окраинах представлены множеством суббассейнов (см. рис. 3). Примечательная особенность их соляного разреза — присутствие мощных (до 100 м и более) тахгидритовых отложений [104, 117]. В данном протоокеане всеми исследователями признается временно-пространственная связь между рифтогенезом и галогенезом, однако по генезису тахгидрита и материнских рассолов, насыщенных по  $\text{CaCl}_2$ , предложены пять гипотез.

1. Латеральная дифференциация продуктов испарения морских вод с юга на север привела к отложению на юге сульфатов, затем каменной соли и дальше на север, в кустовой части бассейна, — хлоридных калийных солей, в том числе мощных тахгидритовых осадков [117]. К кустовой части отнесены суббассейны Сержипе—Реконкаво, Конго и Габон (см. рис. 3, 38, 46, 47), которые в действительности (см. рис. 4, А) расположены в центральной части бассейна.

2. Материнские рассолы были сконцентрированы в Южном Ангольском суббассейне (см. рис. 3, 44) в связи с ранним отложением здесь ангидритов и каменной соли в начале рифтовой фазы, а затем поступили в суббассейны Конго и Габон, где, испаряясь, образовали тахгидриты [104]. В данном случае Ангольскому суббассейну отведена роль промежуточного бассейна.

Камнем преткновения гипотез 1,2 является положение о том, что тахгидрит, как и образующие его хлоридно-кальциевые рассолы, не могут формироваться путем прямого испарения морских вод [5], поэтому эти гипотезы не представляют интереса.

3. Рассолы морского галогенеза дораннемелового этапа были захоронены и преобразованы под землей в высокоминерализованные рассолы хлоридно-кальциевого типа, а наступивший затем рифтогенез привел к их сбору и выводу на поверхность, что доказывается высокими содержаниями брома в базальной каменной соли серии Ибура и отсутствием ангидритов в основании тахгидритоносного соляного разреза [5]. Если со второй частью гипотезы, предполагавшей разгрузку на дне бассейна высококонцентрированных хлоридно-каль-

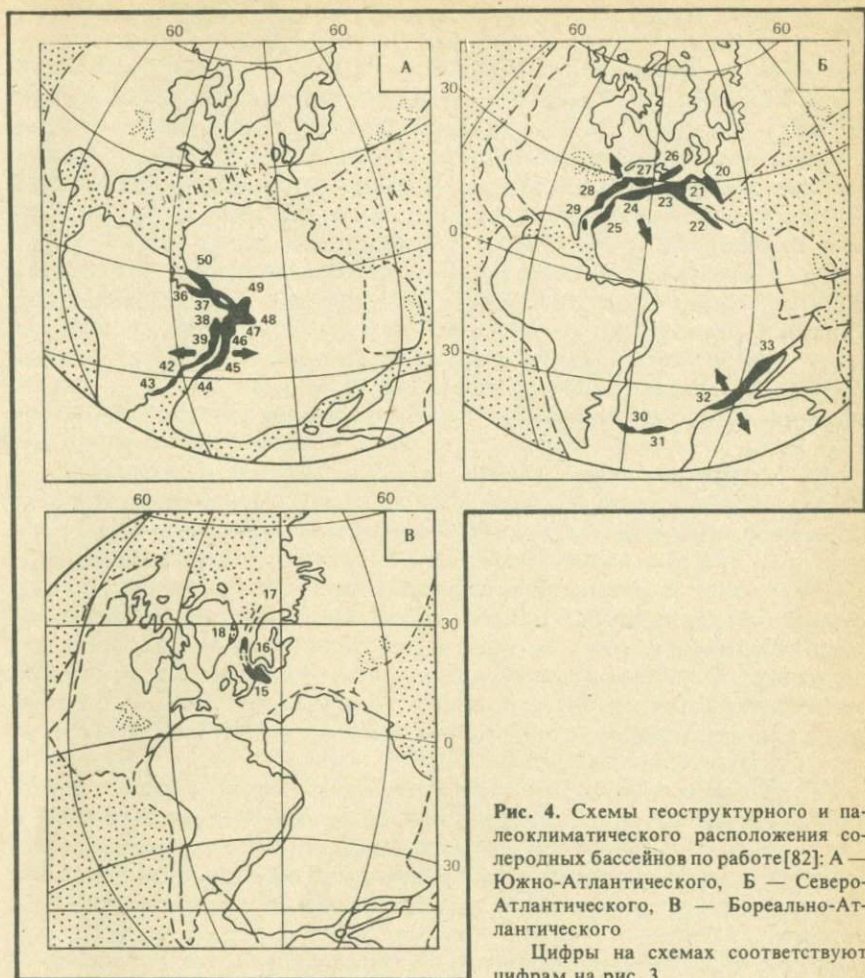


Рис. 4. Схемы геоструктурного и палеоклиматического расположения соленодных бассейнов по работе [82]: А — Южно-Атлантического, Б — Северо-Атлантического, В — Бореально-Атлантического

Цифры на схемах соответствуют цифрам на рис. 3.

циевых рассолов в условиях рифтогенеза, можно согласиться, то ее первая часть несостоятельна в связи с отсутствием дорифтогенных соляных отложений [14, 65]. Что касается ангидритов, то они присутствуют в основании соляных разрезов. Так, например, в Серджипском суббассейне под базальной каменной солью залегает пачка черных глинистых сланцев с ангидритом в кровле [55], а в суббассейне Конго-Габон синхронная литологически идентичная пачка (Вембо) также содержит в кровле прослой ангидрита [104]. Таким образом, данная гипотеза предполагает парагенетическую связь между рифтогенезом и галогенезом, но в отношении генезиса хлоридно-кальциевых рассолов она несостоятельна.

4. Тахгидриты отлагались в процессе испарения морских вод, имеющих в мелу хлоридно-кальциевый состав, а открытие тахгид-

ритоносных меловых соляных отложений в Коратском бассейне (см. рис. 3, 52) привело к предположению о существовании в мелу "хлоркальциевых морей" [77]. Подобный солевой состав для океанов раннего-среднего палеозоя был предложен ранее [20, 31] на основе развития в данный период эволюции Земли калиеносных отложений исключительно хлоридного состава. Вместе с тем автономное развитие галогенеза (вне связи с солевым составом океана) в осевом трого Красного моря, наличие хлоридно-кальциевых озер на Земле (Южной) Виктории в Антарктиде с температурой на дне  $+25,5^{\circ}\text{C}$  [92] и почти одновременное развитие солеродных бассейнов хлоридного (Верхнерейнский, Красноморский) и сульфатного (Предкарпатские, Кальтаниссетский) типов в кайнозойскую сульфатную эпоху галогенеза [9] свидетельствуют о том, что допущение о существовании хлоркальциевых океанов в фанерозойской истории Земли — пример решения проблемы эволюции солевого состава океанов на неверной основе.

5. Тахгидриды образовались в результате воздействия на карналлит битумосодержащих рассолов глубинных подземных вод [55]. Первичное осаждение тахгидрита из рассолов отрицается только потому, что оно противоречит модели океанического соленакопления, а доказательства о следах постседиментационного движения "битумосодержащих рассолов" в данной работе не приведены. Остается непонятным, почему рассолы внедрялись только после рифтогенеза и галогенеза. С учетом условий залегания и мощности тахгидритовых отложений можно прийти к выводу о недостаточной аргументированности гипотезы вторичного происхождения тахгидритов Южно-Атлантического солеродного бассейна.

Нетрудно заметить, что если высококонцентрированные хлоридно-кальциевые рассолы, разгрузившиеся на дне солеродного бассейна в условиях рифтогенеза (гипотеза 3), считать гидротермами, то тахгидритовые и другие соляные отложения будут продуктами эксгалационно-осадочного галогенеза, а связь между рифтогенезом и галогенезом в Южно-Атлантическом протоокеане, так же как в Красноморском, будет парагенетической. Подтверждением этого служит факт обогащения соляных пород данного бассейна металлами (Pb, Zn, Cu, Ba, V [117]).

Примексиканский солеродный бассейн во время формирования мощной соляной толщи Луанн в течение средней — начала поздней юры [85] представлял единый рифтовый трог, разделенный в конце мела вновь образованной океанической корой на две зоны [81]: северо-западную и юго-восточную. В разделяющей их центральной части залива (равнина Сигсби) соляные диапиры отсутствуют [27]. Их нет и в пределах Мексиканских "гряд" [118], считавшихся ранее сложными соляными отложениями [1]. Северо-западный край ограничен с юга и юга-востока уступами Риу-Гранди—Сигсби, а на севере — системой Уошито. Юго-восточный край солеродного бассейна представлен суббассейнами Теуантепека и холмов Кампече—Сигсби. Не исключено, что Северо-Кубинский суббассейн (см. рис. 3, 35), в котором развиты соли Пунта-Алегре, также средне-позднеюрского возраста [27],

представляет продолжение юго-восточного края Примексиканского солеродного бассейна. Характер магнитного поля указывает на продолжение системы Уошито через Флориду в юго-восточном направлении до банки Навидад Багамской платформы [63], которая ограничивает с севера Северо-Кубинский суббассейн. В таком случае формирование солей Луанн и Пунта-Алехре могло происходить в едином внутриконтинентальном бассейне. В связи с этим отпадает необходимость искать синхронные соляные отложения в Западной Африке [27]. Вместе с тем неопределенность возраста солей в диапирах залива Эксума [82], расположенного в северо-восточной части Багамской платформы, где развита океаническая кора, делает все реконструкции гипотетичными. Вполне вероятен поздне триасово-раннеюрский возраст солей (а не средне-позднеюрский [27]). В данном случае Эксумский суббассейн (см. рис. 3, 29) будет относиться к Северо-Атлантическому солеродному бассейну (см. рис. 4, Б), и нетрудно будет найти возрастные аналоги этих солей в Западной Африке. Например, в Сенегале соляные отложения диапиров устья р. Касаманки по палинологическим исследованиям датированы как триасово-юрские [114].

На побережье Мексиканского залива и в суббассейнах Техаса — Луизианы соляную толщу Луанн подстилают ангидриты формации Вернер, нижняя часть которой сложена базальными конгломератами [37]. Генезис солей рассматривается с позиции классической модели в условиях глубоководья [67] или мелководья [1]. Вместе с тем в нерастворимых остатках солей, вскрытых здесь скважинами на глубинах 1220—1372 м, содержатся галенит, сфалерит, пирит, гауэрит, реальгар и др. [73], что указывает на заметное обогащение металлами материнских рассолов солей Луанн. При этом парагенетическая связь между рифтогенезом, галогенезом и рудообразованием, установленная в Красноморском протоокеане, позволяет согласиться с высказанным в начале нашего столетия мнением о том, что каменная соль прибрежной части Мексиканского залива формировалась из горячих растворов, движущихся с больших глубин по полостям тектонических разрывов [59].

Северо-Атлантический солеродный бассейн (см. рис. 4, Б) развивался в течение позднего триаса — ранней юры в условиях рифтогенеза: базальтовые интрузии и основные вулканиты данного возраста присутствуют вблизи окраин континентов вокруг Северной Атлантики [93]. Его восточный край представлен суббассейнами: Пиренейско-Аквитанским (см. рис. 3, 20), Португальским (21 [28]), Магрибским (22), Марокканским (23), Тарфая-Эль-Аюнским (24) и Сенегальским (25), а западный край — Большой Банки (26), Шотландского шельфа (27), шельфов Джорджия-Нью-Джерси-Гаттерас (28) и, вероятно, залива Эксумы (29). Калийные соли известны пока в Марокканском и Пиренейско-Аквитанском [9] суббассейнах, где представлены хлоридами калия и магния, что указывает на развитие хлоридной линии галогенеза в Северо-Атлантическом солеродном бассейне. Хлоридный галогенез является характерным, как видно из вышеизложенного, также для Красноморского и Южно-Атлантического бассейнов. Возможно, что именно с активацией металлоносных рассолов в период риф-

тогенеза и галогенеза связано формирование свинцово-цинкового месторождения Бу-Дахар, расположенного в соседстве с Марокканским суббассейном. Здесь пластообразные рудные залежи заключены в горизонты рифовых известняков, перекрытых базальными конгломератами среднего лейаса, а отложения нижнего лейаса согласно залегают на триасовых, включающих мощные базальтовые потоки [2].

Бореально-Атлантический раннепермский солеродный бассейн (см. рис. 4, В) представлен суббассейнами: Североморским (15), плато Вёринг (16) и Шпицбергенским (17), образующими его восточный край, и Восточно-Гренландским (18) — западный край. Галогенные отложения Восточно-Гренландского и Шпицбергенского суббассейнов, представленные только сульфатными породами [11], являлись краевой фацией этого бассейна. Диапировые структуры плато Вёринг, сложенные домезозойскими солями [40], приурочены к центральной части солеродного бассейна, которая продолжалась в южном направлении до Североморского суббассейна включительно. Рифтовая природа последнего [83] не вызывает сомнения. Здесь область развития мощных солей (до 1000 м) верхнего ротлигендеса окружена красноцветами с включениями и прослоями ангидритов, а под верхним ротлигендесом залегают толща вулканитов [37] мощностью 130—780 м, представленных мелафирами, спилитами и др. [12]. Утонение "гранитного" слоя земной коры до 3—4 км от Северо-Германской низменности к юго-восточной части Северного моря [76] обусловлено растяжением континентальной коры в начале ранней перми, когда рифтогенез происходил в самом центре обширного бассейна, включающего Северное море, Норвежскую и Гренландскую континентальные окраины, шельф Баренцова моря и Ян-Майенский хребет [40]. На данном этапе изучения Бореально-Атлантического солеродного бассейна в его эволюции очевидна только временно-пространственная связь между рифтогенезом и галогенезом.

Анализ приведенного фактического материала находится в согласии с предположением<sup>2</sup> о раскрытии Атлантики в последовательности с севера на юг, совпадающей с миграцией возраста галогенных отложений в этом направлении [34, 65]. За пределами Атлантики такая связь очевидна на примере Юго-Восточной Африки, где отделение Антарктиды [111] и Мадагаскарского микроконтинента от Африки в позднем триасе—ранней юре совпадает с развитием здесь солеродных бассейнов (см. рис. 3, 30—33) в условиях рифтогенеза [16].

Таким образом, возраст галогенных отложений солеродных бассейнов пассивных континентальных окраин — индикатор времени начала образования океанов. Этот вывод не ограничивает развитие протоокеанических солей последних 200 млн. лет истории Земли [84], а предполагает их формирование и в более ранние этапы.

**Палеозойские солеродные бассейны пассивных континентальных окраин.** Не будет преувеличением сказать, что палеозойская эволю-

<sup>2</sup> Данный вывод не противоречит общепризнанному представлению о начале раскрытия Северной Атлантики в позднем меле, так как Бореально-Атлантический протоокеан был закрыт, вероятно, в конце перми.

ция галогенеза неразрывно связана с развитием Евразийского Северо-Американского и Австралийского континентов. Вместе с тем "история Евразии дает богатый материал для изучения аккреции, стяжения и скучивания материала земной коры в процессе складчатости, гранитизации и орогенеза, но не для изучения глобальных деструктивных процессов" [24, с. 188], наблюдаемых на пассивных окраинах мезозойских океанов. В этом отношении история Евразии идентична, по-видимому, с эволюцией Северной Америки и Австралии. Поэтому установление рифтовой природы некоторых палеозойских солеродных бассейнов может помочь в изучении "глобальных деструктивных процессов" в эволюции этих континентов.

Мощные ранне-среднекаменноугольные соляные отложения формации Отто-Фиорда в центральной части Свердрупского солеродного бассейна (см. рис. 3, 12) содержат два пласта габбро [62]. В стороны окраин этого бассейна соли Отто-Фиорда замещаются верхней частью формации Боруп-Фиорд и нижней частью формации Нансен, между которыми на о-ве Элсмир залегает толща основных вулканитов Аудхильд [94]. Обломки и глыбы базальтов обнаружены в гипсах соляных диапиров Стренд и Мекка (о-в Аксель-Хейберг), а глыбы диапира Стренд содержат также скопления магнетита и гематита, в самих гипсах — кристаллы флюорита и кальцита [110]. Следовательно, в Свердрупском бассейне очевидна связь между рифтогенезом, галогенезом и, вероятно, рудообразованием. По-видимому, эта связь парагенетическая, и поэтому здесь можно ожидать открытие калийных солей хлоридного состава.

Раннекаменноугольный Маритаймский солеродный бассейн (см. рис. 3, 11) развивался в пределах образованной в конце девона рифтовой зоны Фанди [54]. Он включает суббассейны Кемберленд и Монктон, в которых калийные соли представлены хлоридами калия и магнезия. В условиях галогенеза в суббассейне Кемберленд и рифте Мертвого моря много общего [66]. Соляные породы суббассейна Монктон заметно обогащены борной минерализацией в виде борациата, гидроборациата, хильгардита и ашарита [49].

Таким образом, в эволюции окраин Северо-Американского континента каменноугольный период был эпохой рифтогенеза и галогенеза. Вполне вероятно, что раннекаменноугольный суббассейн Солтвилл (см. рис. 3, 12) являлся продолжением Маритаймского суббассейна, а среднекаменноугольный бассейн Парадокс-Игл имеет рифтовую природу. Все бассейны расположены на окраинах Северо-Американской платформы.

Для Евразийского континента главной эпохой рифтогенеза и соответствующего галогенеза является девонский период. Во всех солеродных бассейнах (см. рис. 3, 4—10) установлена временно-пространственная связь между галогенезом и рифтогенезом. Последний выражен присутствием основных вулканитов [36]. Солеродные бассейны развивались по хлоридной линии галогенеза [9, 11].

На континенте Австралии временно-пространственная связь между рифтогенезом и галогенезом очевидна на примере развития докембрийского солеродного бассейна Амадиес (см. рис. 3, 1), рифтовая природа которого [4] не вызывает сомнения.

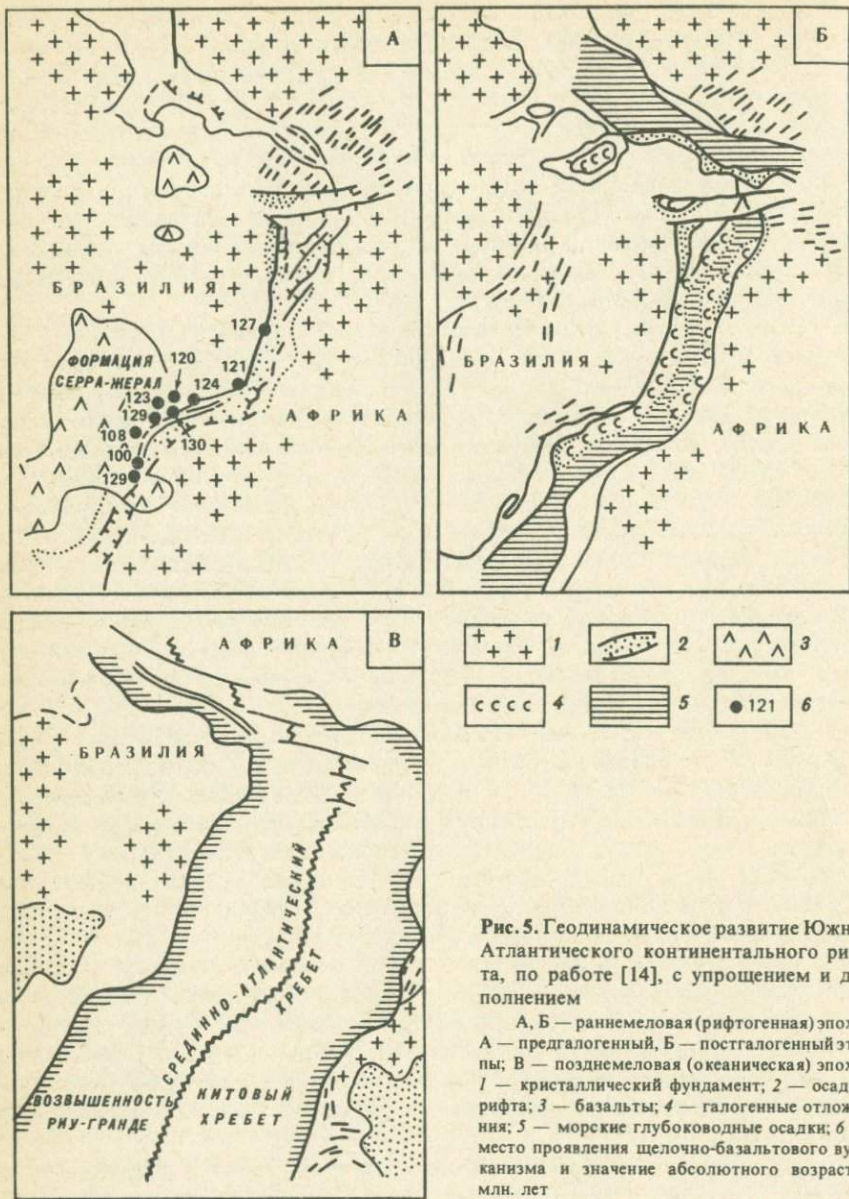


Рис. 5. Геодинамическое развитие Южно-Атлантического континентального рифта, по работе [14], с упрощением и дополнением

А, Б — раннемеловая (рифтогенная) эпоха: А — предгалогенный, Б — постгалогенный этапы; В — поздне меловая (океаническая) эпоха. 1 — кристаллический фундамент; 2 — осадки рифта; 3 — базальты; 4 — галогенные отложения; 5 — морские глубоководные осадки; 6 — место проявления щелочно-базальтового вулканизма и значение абсолютного возраста, млн. лет

Мощные докембрийские (вендские) галогенные образования формации Хормуз бассейна Персидского залива и группы Салин бассейна Соляного кряжа (см. рис. 3, 2, 3) возникли в едином солеродном бассейне, а затем были разделены в результате дрейфа на север Индостанского континента [60], что согласуется с известным положением о существовании океана палео-Тетис с позднего докембрия.

Таким образом, на всех этапах эволюции Земли процессы деформации и рифтогенеза приводили к раскалыванию и растяжению континентальной коры с возникновением системы внутриконтинентальных рифтов и в пределах системы — солеродных бассейнов. Затем вследствие дальнейшего растяжения рифты сливались в единый бассейн с вновь образованной океанической корой, обрамляемый пассивными окраинами. Раздвигающиеся океанические блоки удалялись от осевого трюга, одновременно погружались [89] вследствие потери глубинного тепла и термального сжатия [105], что выражено в увеличении мощности осадочного чехла и проявлении интенсивной соляной тектоники на пассивных окраинах.

Такой путь эволюции отчетливо прослеживается на примере развития Южно-Атлантического рифта (рис. 5). Но существуют примеры иного пути развития. Так, например, по С.Д. Гемпу [7], Припятско-Днепровско-Донецкий рифт после формирования позднедевонских солей подвергался воздействию "вторичных зон" тектонического сжатия, которые могли возникнуть и развиваться согласно концепции [30]. Это привело к полному закрытию рифта и зарождению в начале перми внутриконтинентального десцендентно-эвапоритового бассейна, в котором галогенез происходил при испарении рассолов, возникших в результате разрушения и выщелачивания девонских солей [7]. Тем не менее в обоих случаях развития рифта мощные галогенные толщи интенсивно дислоцировались в соляные диапиры и купола, что наводит на мысль о развитии Прикаспийского раннепермского солеродного бассейна (см. рис. 3, 19) в условиях начавшегося с девона рифтогенеза. На это указывают отсутствие в центральной части впадины "гранитного" слоя [43] и наличие здесь в соляных отложениях вулканических туфов основного состава и высокотемпературного лейкофиллита, датированного возрастом 270 млн. лет [38]. Солянокупольная тектоника характерна и для Средиземноморского бассейна (см. рис. 3, 56), где галогенез осуществлялся в едином солеродном бассейне в условиях рифтогенеза [6], отмеченного развитием основного вулканизма [53, 96, 101] и формированием океанической коры в Тирренском суббассейне в период 7,5—3,5 млн. лет [52]. В связи с этим трудно согласиться с отнесением внутренних суббассейнов Средиземноморья и Прикаспийской впадины к "пелагогенным" геоструктурам [48]. Представление об океаническом соленакоплении в Средиземноморском бассейне с позиции как "глубоководного высыхающего бассейна" [78], так и "динамической мелководной модели" [98, 109], аналогом которой принимается лагуна Кара-Богаз-Гол [109], несовместимо с приведенными выше данными. Галогенез в Средиземноморском бассейне ничем не отличается от галогенеза в Красноморском бассейне.

**Палеоклиматическое положение солеродных бассейнов пассивных окраин.** Солеродные бассейны пассивных континентальных окраин характеризуются значительной протяженностью и, согласно существующим реконструкциям [13, 82], располагались к северу и югу от палеоэкватора до палеоширот 40—50° включительно (таблица). Многие из них находились в приэкваториальной зоне, располагаясь к ней поперечно, чего не должно быть, если судить по теперешней широтной

Протяженность и палеоклиматическое положение солеродных бассейнов пассивных континентальных окраин

Бассейн	Протяженность, м	Возраст		Палеошироты, град		Ориентировка простиранья к палеоэкватору
		абсолютный, млн. лет	стратиграфический	северные	южные	
Средиземноморский	3450	6,5—5,2	N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	28—35		Широтная
Красноморский	2250	25—0	N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	5—30		Субпоперечная
Верхнерейнский	>200	40	P <sub>3</sub> <sup>1</sup>	35		Поперечная
Южно-Атлантический	3500	120—110	K <sub>1</sub>		0—35	"
Примексиканский	~2000	175—150	J <sub>2-3</sub>	5—15		Широтная
Северо-Атлантический	До 4500	200—175	T <sub>3</sub> —J <sub>1</sub>	5—25		Субпоперечная
Бореально-Атлантический	>2400	270—250	P <sub>1</sub>	15—35		Поперечная
Юго-Восточно-Азиатский*	>3000	110—85?	K <sub>2</sub>	8—25		Субпоперечная
Мозамбикский	>2400	200—175	T <sub>3</sub> —J <sub>1</sub>		25—50	Субширотная
Прикаспийский	~1200	270—250	P <sub>1</sub>	20—30		Поперечная
Свердрупский	>2500	350—325	C <sub>1-2</sub>	25—35		Широтная
Маританский	>1500	350—340	C <sub>1</sub>		5—10	Субширотная
Припятско-Днепровско-Донецкий	>1000	360—350	D <sub>3</sub>	4—5		Широтная
Северо-Сибирский	1800	375—360	D <sub>2</sub>	35—45		Поперечная
Ирано-Пакистанский**	~5000	570	V		10—15	Субширотная

Примечание: Палеошироты по реконструкциям: \*[13], \*\*[60], остальные — [82].

зональности аридных поясов и их расположению за пределами приэкваториальной области. Это несоответствие, отмеченное ранее [8], является необъяснимым феноменом в океанической модели соленакопления, так как трудно согласиться с допущением, что в палеозое и мезозое "Области... сухого климата как бы занимали по номенклатуре теперешних климатических зон не только тропический, но и экваториальный и субэкваториальный пояса" [11, с. 247].

Р. Эванс [65] показал, что ранняя стадия рифтогенеза в протоокеанах Атлантики отмечена формированием мощных континентальных отложений, трансгрессивно перекрытых маломощными морскими осадками, сменившимися вверх галогенными образованиями, которые, по его мнению, являются продуктами испарения морских вод. Однако континентальные отложения формировались в опресненно-солонатоводных условиях, [65], и неясно, каким образом последующая трансгрессия морских вод могла способствовать аридизации климата. Вместе с тем фактические данные указывают на существование гумидного климата во время галогенеза в некоторых протоокеанах. Так, в суббассейнах Конго—Габон солонатоводные остра коды встречены вплоть до нижнего ангидрита [104] — основания галогенного разреза, а в Южной Атлантике широко развиты апт-альбские угленосные отложения [33], т.е. отчасти синхронные галогенным отложениям Южно-Атлантического солеродного бассейна, что согласуется с его палеоклиматическим местоположением. В эволюции данного бассейна выше была аргумен-

тирована парагенетическая связь между рифтогенезом и галогенезом, происходящим эксгальционнно-осадочным путем. В отсутствии аридного климата галогенез данного типа мог осуществляться, вероятно, только в глубоководных условиях, на что указывает широкое развитие в Южной Атлантике черных пиритиносных глин — "доманикитов" аптского возраста [18] и их присутствие также среди галогенных отложений суббассейнов Конго-Габон [104].

Приведенные данные показывают, что нет основания отказываться от метода актуализма только потому, что палеоклиматическое размещение солеродных бассейнов прошлого не соответствует современной зональности аридных поясов. Этот "феномен" устраним, по мнению автора, механизмом эксгальционнно-осадочного галогенеза, действующим в Красноморском и других современных бассейнах. Так, например, на дне Большого соляного озера, расположенного в Провинции Бассейнов и Хребтов — поясе, возможно, миоцен-современного рифтогенеза [41], в настоящее время происходит разгрузка высокоминерализованных вод и вследствие этого увеличение количества растворенных в озере солей. В пользу этого свидетельствует факт возрастания здесь количества солей только за один (1973) год на 120 млн. т, что в 60 раз превышает годовой привнос (2 млн. т) солей в озеро с поверхности [119].

**Заключение.** Развитие многих солеродных бассейнов на пассивных окраинах континентов было характерным для фанерозойского соленакопления. В них галогенез был парагенетически связан с континентальным рифтогенезом. Следовательно, определяя принадлежность древнего солеродного бассейна к данному геодинамическому типу, можно с большей долей вероятности наметить местоположение и время образования деструкционного пояса. С другой стороны, располагая данными о наличии в осадочном чехле земной коры протяженных рифтовых зон, можно прогнозировать в них развитие мощных галогенных отложений.

Галогенные отложения, формирующиеся эксгальционнно-осадочным путем в глубоководных бассейнах пассивных континентальных окраин, нельзя считать эвапоритами и использовать их в качестве индикатора палеоклиматов и эволюции солевого состава Мирового океана или доказательства против неомобилистической концепции развития Земли, как это делают некоторые исследователи [27, 32].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антуан Д. и др. Континентальные окраины Мексиканского залива. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 28—40.
2. Архангельская В.В., Вольфсон Ф.И. Геотектонические позиции и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений. М.: Наука, 1977, 274 с.
3. Батулин Г.Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 259—275.
4. Божко Н.А. Тектоническое развитие Австралии в позднем докембрии. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, N 2, с. 28—38.
5. Валяшко М.Г. Геохимические условия формирования отложений тахгидрита. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 293—311.
6. Джиноридзе Н.М. Миоценовые солеродные бассейны Карпато-Средиземноморской провинции. — В кн.: Соленосные формации и практическое

- значение их изучения. Новосибирск, 1979, т. 2, с. 5—6.
7. Джиноридзе Н.М., Гемп С.Д., Горбов А.Ф., Раевский В.И. Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 373 с.
  8. Джиноридзе Н.М., Раевский В.И. Некоторые вопросы галогенеза. — В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наук. думка, 1974, с. 52—60.
  9. Джиноридзе Н.М., Раевский В.И. Особенности эволюции вещественного состава калиеносных толщ в после-протерозойской истории развития Земли (на укр. яз.). — Докл. АН УССР: Сер. Б, 1974, N 2, с. 101—106.
  10. Дзоценидзе Г.С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. — Геология руд. месторождений, 1972, вып. 14, N 5, с. 3—55.
  11. Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1978. 271 с.
  12. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Северо-морской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972, 400 с.
  13. Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 2. Позднепалеозойские и мезозойские реконструкции. — Геотектоника, 1977, N 3, с. 3—24.
  14. Кампуш К., Понти Ф., Миура К. Геология Бразильской континентальной окраины. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 145—160.
  15. Каплан И., Суини Р., Ниссенбаум А. Изотопы серы в геотермальных рассолах и осадках Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 229—256.
  16. Кент П.Е. Континентальная окраина Восточной Африки — район вертикальных движений. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: 1978, ч. 1, с. 346—355.
  17. Колман Р. Геологическое строение дна Красного моря. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 91—100.
  18. Колюхов А.И. Особенности мезозойского и кайнозойского седиментогенеза в переходных от континента к океану зонах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 1, с. 81—90.
  19. Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.
  20. Кореннов Ю.Ф. Оценка роли континентального стока в метаморфизации рапы древних соледорных бассейнов. — В кн.: Моделирование и физико-химия литогенеза. Новосибирск, 1976, с. 7—13.
  21. Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан). — В кн.: Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1977, вып. 19, с. 124—227.
  22. Крашенинников В.А. Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. М.: Недра, 1971. 236 с.
  23. Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 96—140.
  24. Кропоткин П.Н. Проблемы геодинамики. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 176—247.
  25. Кропоткин П.Н., Валаев Б.М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 5, с. 27—42.
  26. Купер Дж., Ричардс Дж. Изотопы свинца в осадках впадин Атлантик-II и Дискавери. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 257—270.
  27. Мейерхоф А., Хаттен Ч. Багамский выступ Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 123—144.
  28. Монтадер Л. и др. Континентальные окраины вдоль побережья Галисии—Португалии и в Бискайском заливе. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 5—27.
  29. Овчинников Л.Н., Шляпников Д.С., Шур А.С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. — В кн.: Проблемы генезиса руд. МГК. XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964, с. 19—35.
  30. Пейве А.В., Яншин А.Л. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической кар-

- ты). — Геотектоника, 1976, N 5, с. 6—23.
31. *Посохов Е.В.* По поводу взглядов И.К. Зайцева на происхождение подземных рассолов. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960. N 3, с. 107—114.
  32. *Пронин А.А.* Альпийский цикл тектонической истории земли. Мезо-кайнозой. Л.: Наука, 1973. 318 с.
  33. *Пронин А.А.* Угленосные формации глубоких (внешельфовых) частей оксанов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, N 6, с. 1406—1408.
  34. *Раевский В.И., Джиноридзе Н.М.* Зональность размещения мезокайнозойских морских соленосных отложений. — В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 88—93.
  35. *Saïd P.* Геология Египта. М.: Мир, 1965. 276 с.
  36. *Созанский В.И.* Геология и генезис соленосных образований. Киев: Наук. думка, 1973. 200 с.
  37. *Соколин Х.Г.* Геология и нефтегазоносность солянокупольных областей. М.: Наука, 1976. 146 с.
  38. *Соколова Т.Н., Дриц В.А.* и др. Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер. — Литология и полез. ископаемые, 1976, N 6, с. 80—95.
  39. *Стоили Р.* Развитие южной континентальной окраины древнего Тетиса. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 248—264.
  40. *Тальвани М., Элдхолм О.* Континентальные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 49—65.
  41. *Уоллес Р.И.* Провинция Бассейнов и Хребтов. — В кн.: Энциклопедия региональной геологии Мира/Под ред. Р.У. Фейбриджа. Л.: Недра, 1980, с. 333—338.
  42. *Фолинсби Р.Е.* Докембрийские металлогенические эпохи: атмосферные или глубинные? — В кн.: I Международный геохим. конгресс. М.: Изд-во АН СССР, 1973, т. 4, с. 62—76.
  43. *Фоменко К.Е.* Глубинное строение Прикаспийской впадины по геолого-геофизическим данным. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 5, с. 103—111.
  44. *Хашн В.Е.* О новой глобальной тектонике. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973, с. 5—26.
  45. *Эмери К., Хант Дж., Хейс Э.* Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 7—25.
  46. *Яншин А.Л.* Вулканизм и осадочное рудообразование. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 73, N 4, с. 112—125.
  47. *Яншин А.Л.* Как же образуются залежи солей? — Природа, 1978, N 7, с. 35—42.
  48. *Яншин А.Л., Есина Л.А., Казаков О.В., Пустильников М.Р., Шлезингер А.Е.* Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, N 4, с. 941—944.
  49. *Anderle J.P., Crosby K.S., Waugh D.C.E.* Potash at Salt Springs, New Brunswick. — Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 2, p. 389—396.
  50. *Baker V.H., Mohr P.A., Williams L.A.J.* Geology of the eastern rift system of Africa. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1972, vol. 67, N 136, p. 43—57.
  51. *Bannert D.* et al. Zur geologie der Danakil Senke. — Geol. Rdsch., 1970, Bd. 59, S. 409-443.
  52. *Barberi F., Bizouard H., Capaldi E.* et al. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 42A, pt 1, p. 509—514.
  53. *Bellon H., Letouzey I.* Volcanism related to plate-tectonics in the Western and Eastern Mediterranean. — In: Structural history of the Mediterranean basins. P.: Ed. Technip, 1977, p. 165—183.
  54. *Belt E.S.* Post-Acadian rifts and related facies, eastern Canada. — In: Stud. Appalach. Geol.: North. and Maritime. N.Y. etc., 1968, p. 95—113.
  55. *Borchert H.* On the formation of Lower Cretaceous potassium salts and tachhydrite in the Sergipe basin (Brazil) with some remarks on similar occurrences in West Africa (Gabon, Angola etc.). — In: Taim and strata-bound are deposits. B.: Spring-Verl., 1977, p. 94—111.
  56. *Brewer T.* et al. Hydrographic observations on the Red Sea Brines indicate a marked increase in temperature. — Nature, 1971, vol. 231, N 5297, p. 37—38.
  57. *Brown G.F.* Eastern margin of the Red Sea and coastal structures in Saudi Arabia. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, vol. 267, p. 75—87.

58. *Carwile R.H., Faure G.* Strontium isotope ratios and base metal content in a core from the Atlantis II deep, Red sea. — *Chem. Geol.*, 1971, vol. 8, N 1, p. 15—23.
59. *Coste K.* The volcanic origin natural gas and Petroleum. — *Canad. Mineng Inst.*, 1904, vol. 6, p. 3—48.
60. *Crawford A.R.* The salt range, the Kashmir syntaxis and the Pamir arc. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, p. 371—379.
61. *Davies D., Tramontini C.* The deep structure of the Red Sea. — *Philos. Trans. Soc. London A*, 1970, vol. 267, p. 181—189.
62. *Davies G.R.* Hoodo L-41: Diapiric halit facies of the Otto fiord formation in the Sverdrup basin, Arctic archipelago. — *Geol. Surv. Canada, Rep. Activities*, 1975, Pap. 75-1 C, p. 23—29.
63. *Drake C.L., Heirtzler J., Hirshman I.* Magnetic anomalies of eastern North America. — *J. Geophys. Res.*, 1963, vol. 69, N 18, p. 5259—5275.
64. *Dubertret L.* Review of structural geology of the Red sea and surrounding areas. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1970, vol. 267, N 267, p. 9—18.
65. *Evans R.* Origin and significance of significance of evaporites in basins around Atlantic margin. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1978, vol. 62, N 2, p. 223—234.
66. *Evans R.* Sedimentation of the Mississippian evaporites of the Maritimes: an alternative model. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, vol. 7, N 5, p. 1349—1351.
67. *Ewing J.I., Worzel I.L., Ewing M.* Sediments and oceanic structural history of the Gulf of Mexico. — *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, N 6, p. 2509—2527.
68. *Friedman G.M.* Significance of Red sea in problem of evaporites and basinal limestones. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 6, p. 1072—1086.
69. *Gass I.G.* The evolution of volcanism in the junction area of Red sea, gulf of Aden and Ethiopian rifts. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1970, vol. 267, N 213, p. 369—381.
70. *Chorab M.A.* et al. Discovery of potassium salts in the evaporites of some oil wells in the gulf of Suez region. — *In: Geol. Soc. UAR 7th Annu. Abstrs. Cairo*, 1969, sess. I, p. 3—4.
71. *Girdler R.W.* The Red sea — a geophysical background. — *In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red sea.* N.Y.: Spring-Verl., 1969, p. 38—58.
72. *Gvirtzman G., Buchbinder B.* The desiccation events in the Eastern Mediterranean during Messinian times as compared with other miocen desiccation events in basins around the Mediterranean. — *In: Structural history of the Medierranean basins.* P.: Ed. Technip, 1977, p. 411—420.
73. *Hanna M.A.* Secondary salt dome material of coastal plain of Texas and Louisiana. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1930, vol. 14, N 11, p. 1469—1475.
74. *Hartmann M.* Bericht über geochemische Untersuchungen in der Hydrothermalalgaun-Becken am Boden des Roten Meers. — *Geol. Rdsch.*, 1970, Bd. 60, H. 1, S. 244—256.
75. *Hassan F., El-Dachlouty S.* Miocene evaporites of gulf of Suez region and their significance. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1970, vol. 54, N 9, p. 1686—1696.
76. *Hinz K.* A contribution to the geology of the North sea according to geophysical investigations of the Geological survey of German Federal Republic. — *In: Geology of shelf seas.* Edinburg: London, 1968, p. 27—42.
77. *Hite R.J., Japakesetr T.* Potash deposits of the Khorat plateau, Thailand and Laos. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 2, p. 448—458.
78. *Hsü K.J., Cita M.B., Ryan W.B.F.* Origin of the Mediterranean evaporites. — *In: Initian Reports of the DSDP.* Wash., 1973, vol. 13, pt 2, p. 1203—1223.
79. *Hsü K.J., Montadert L.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, Vol. 42. Pt 1. 1249 p.
80. *Hsü K.J., Stoffers P., Ross D.* Messinian evaporites from the Mediterranean and Red sea. — *Mar. Geol.*, 1978, vol. 26, N 1/2, p. 71—72.
81. *Humphris C.C.* Salt movement on continental slope, northern gulf of Mexico. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1979, vol. 65, N 5, p. 782—798.
82. *Irving E.* Drift of the major continental blocks since the Devonian. — *Nature*, 1977, vol. 270, N 5635, p. 304—309.
83. *Kent P.E.* The geological framework of petroleum exploration in Europe and North Africa and the implications of continental drift hypotheses. — *In: The exploration for petroleum in Europa and North Africa.* L., 1969, p. 3—17.
84. *Kinsman D.J.J.* Salt floors to geosynclines. — *Nature*, 1975, vol. 255, N 5507, p. 375—378.
85. *Kirkland D.W., Gerhard I.E.* Jurassic salt

- central gulf of Mexico, and its temporal relation to Circum-gulf evaporites. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1971, vol. 55, N 5, p. 680—686.
86. *Kozari M.T., Dunlap I.C., Humphrey W.E.* Incidence of saline deposits in geologic time. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1968, vol. 88, p. 43—57.
  87. *Ku T., Thurner D.L., Matheus G.* Radio-carbon chronology of Red sea sediments. — In: Hot brines and recent heavy metal deposition in the Red sea. N.Y., 1969, p. 348—359.
  88. *Lidz B.* Biostratigraphy of Neogene cores from Exuma salt diapirs, Bahama Islands. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, vol. 57, N 5, p. 841—857.
  89. *Lowell J.D., Genik G.J.* Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red sea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 2, p. 247—259.
  90. *Lupton J.E., Weiss R.F., Graig H.* Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos rift. — Nature, 1977, vol. 267, N 5612, p. 603—604.
  91. *Manheim F.T.* Red sea geochemistry. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 23, p. 975—998.
  92. *Matsubaya O.* et al. Analitic saline lakes — stable isotopic ratios, chemical composition and evolution. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, N 1, p. 7—25.
  93. *May P.R.* Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 82, p. 1285—1292.
  94. *Mayr U.* Correlation of lower Paleozoic subsurface sections, Devon; Cornwallis and Somerset islands, district of Franklin. — Geol. Surv. Canada, Rep. Activities, 1975, Pap. 75-1, pt B, p. 255—256.
  95. *Miller A.R.* et al. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red sea. — Geochim. et cosmochim. acta, 1966, vol. 30, N 3, p. 341.
  96. *Montadert L., Letouzey I.* Structure de la marge mediterraneenne d'apres des etudes de detail effectuees pour la leg 42 du Glomar Challenger (Resumer). — Bull. Soc. géol. France, 1975, t. 17, N 4, p. 519.
  97. *Moore G.W.* Geologic significance of the minor element composition of marine salt deposits. — Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 1, p. 187—191.
  98. *Nesteroff W.D.* Mineralogy, petrography, distribution and origin of the Messinian Mediterranean evaporites. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 13, pt 2, p. 673—694.
  99. *Ostic R.G., Russell R.D., Stanton R.L.* Additional measurements of the isotopic composition of lead from stratiform deposits. — Canad. J. Earth Sci., 1967, vol. 4, p. 245—269.
  100. *Pautéi G., Auzende I.M., Le Pichon X.* Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting. — Nature, 1970, vol. 227, N 5256, p. 351—355.
  101. *Pfannenstiel M.* Die Entstehung des Alboranmeeres aus dem alten Alboranland. Ein Beitrag zur Geotektonik des Westlichen Mittel-meeres. — Mém. Inst. océanogr., 1975, N 8, p. 1—48.
  102. *Rona P.A.* Possible salt domes in the deep Atlantic of North West Africa. — Nature, 1969, vol. 224, N 5215, p. 141—143.
  103. *Ross D.A., Schlee J.* Shallow structure and geology development of the Southern Red sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 12, p. 3827—3848.
  104. *Ruiter P.A.C. de.* The Gabon and Congo basins salt deposits. — Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 2, p. 419—431.
  105. *Sclater I.G., Francheteau I.* The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust upper mantle of the Earth. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, vol. 20, p. 509—542.
  106. *Sestini I.* Cenozoic stratigraphy and depositional history of the Red sea coast, Sudan. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, vol. 49, N 9, p. 1453—1472.
  107. *Simpson E.S.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974. Vol. 25.
  108. *Sirtajuddin A.S.* Geology and petroleum prospects in Eastern Red sea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 4, p. 707—719.
  109. *Sonnenfeld P.* The significance of Upper Miocene (Messinian) evaporites in the Mediterranean sea. — J. Geol., 1975, vol. 83, N 3, p. 287—311.
  110. *Southern J.G.* Axel Heiberg and Stor islands Buchann lake to Strand fiord. — In: Geology of the north-central part of the Arctic archipelago northwest territories (Operation Franklin). — Mem. Geol. Surv. Canada, 1963, N 320, p. 426—447.
  111. *Sowerbutts W.T.* Rifting in Eastern Africa and the fragmentation of Gondwanaland. — Nature, 1972, vol. 235, N 5339, p. 435—437.

112. *Stöffers P., Kühn R.* Red sea evaporites: A petrographic and geochemical study. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 23, pt 3, p. 821—847.
113. *Stöffers P., Ross D.* Sedimentary history of the Red sea. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 23, pt 2, p. 849—865.
114. *Templeton R.S.M.* The geology of the east Atlantic continental margin, Africa. — Gr. Brit. Inst. Geol. Sci. Rep., 1971, N 70/16, p. 43—60.
115. *Tooms I.S.* Review of knowledge of metalliferous brines and related deposits. — Trans. Inst. Mining and Met. B, 1970, vol. 79, N 765, p. 110—126.
116. *Tromp S.W.* The geological history of Egypt and the Red sea, in particular. — Türk. Jeol. Kur. Büll., 1951, vol. 2, p. 51—95.
117. *Wardlaw N.C., Nicholls G.D.* Cretaceous evaporites of Brazil and West Africa and their bearing on the theory of continent separation. — In: Stratigraphy and sedimentology 25th Intern. Geol. Congr. Montreal., 1972, sect. 6, p. 43—55.
118. *Watkins J.S., Worzel J., Ladd I.* Deep seismic reflection investigation of occurrence of salt in gulf of Mexico. — AAPG Mar. Geol. Comm. Short Course, 1976, vol. 2, p. 1—34.
119. *Whelan J.A., Petersen C.A.* Great salt lake, Utah: Chemical and physical variations of the brine, water — year 1973. — Utan Geol. and Miner. Surv. Water-Res. Bull., 1975, N 20, p. 29.
120. *Whiteman A.J.* Formation of the Red sea depression. — Geol. Mag., 1968, vol. 205, N 3, p. 213—246.
121. *Whitmarsh R.B., Ross D.A.* et al. Red sea. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 23, pt 3, p. 537—998.

УДК 551.242.5:551.98

Б.А. СОКОЛОВ

## РИФТОГЕНЕЗ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

В последние 10—15 лет в связи с развитием теории мобилизма [9] представления о рифтогенезе как глобальном явлении, играющем важную роль в формировании структуры земной коры, получили широкое распространение. Рифтогенезом охвачено дно океана, он проявляется на древних и молодых платформах, в горных складчатых областях. Рифтогенез приводит к деструкции континентальной земной коры [4], предшествует и предопределяет формирование мощного плитного чехла, по всей видимости, оказывает значительное влияние на возникновение солянокупольного диапиризма.

Под рифтогенезом, проявления которого установлены начиная с протерозоя и до наших дней, принято понимать процесс раскола земной коры, раздвижение отдельных ее блоков и создание глубоких линейных грабенов, ограниченных сбросами [3].

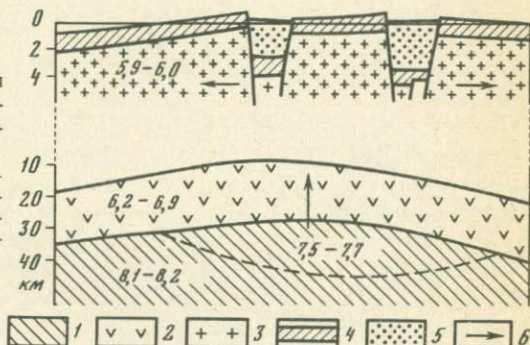
Рифтовые зоны представляют собой цепочку или чаще всего систему ветвящихся вытянутых прогибов, которые являются ареной энэргичного осадконакопления, нередко сопровождаемого проявлениями магматизма преимущественно базальтового типа. Как правило, рифтовые зоны характеризуются высокими значениями тепловых потоков (более 2,5 мккал/см<sup>2</sup>·с) и геотермическими градиентами свыше 3,5°С/100 м, а также повышенной сейсмичностью.

Возникновение рифтовых зон согласно наиболее распространенной точке зрения связывается с подъемом высокоразогретого мантийного диапира, возникающего под влиянием конвекционных течений в расплавленной мантийной оболочке Земли [2] (рис. 1).

Эволюция взглядов на природу рифтов и рифтогенез позволяет поднять явление рифтогенеза на тот же уровень по значению и роли в строении Земли, на котором находятся представления о геосинклиналях и геосинклинальном процессе, и в каком-то смысле считать их двумя равноправными формами существования земной коры. И так как процесс геосинклинального развития не завершается обра-

Рис. 1. Схема рифтообразования за счет действия мантийского диапира (цифры — скорости сейсмических волн, км/с)

1 — мантийный диапир; 2 — 3 — слои: 2 — базальтовый, 3 — гранитно-гнейсовый; 4—5 — отложения: 4 — дорифтовые, 5 — рифтовые; 6 — направление движений



зованием прогиба, заполняемого мощными осадочно-вулканогенными толщами, а продолжается, находя свое выражение в складкообразовании и эпигеосинклинальном орогенезе, то будет логичным считать завершающей стадией рифтогенеза и стадию создания эпирифтовых орогенов. Поэтому к рифтовому типу следует относить не только структуры, возникающие в результате горизонтального расхождения и погружения блоков земной коры (собственно рифты и авлакогены), но также и структуры, развивающиеся в пределах рифтовых зон за счет движений сжатия и вертикального подъема. Именно к такой категории эпирифтовых орогенов следует относить сооружения Тимана, Пай-Хоя, Мангышлака, Свентокшишских гор, гор Вичите и др. [5]. Это обстоятельство значительно расширяет генетические типы депрессионных зон, связанных с рифтогенезом.

Нефтегазоносные бассейны, в той или иной степени связанные с рифтовыми зонами, образуют две основные группы. Первая отвечает современным рифтам, вторая — ископаемым (палеорифтам и авлакогенам).

Бассейны первой группы в зависимости от геотектонического положения могут подразделяться на внутриплатформенные (бассейны Суэцкого залива, Рейнский), окраинно-платформенные (Камбейский, Сирт, Байя, Гипсленд) и внутрискладчатые (Лос-Анджелес, Вентура, Грейт-Велли, Венский, залива Кука). Все они представляют узкие и протяженные прогибы, выполненные преимущественно 3—5 км толщиной пород неогена, которая содержит скопления главным образом нефти. В особую группу следует выделить бассейны эпиплатформенных орогенов, как, например, Тянь-Шаня и Скалистых гор. В них различаются два этажа нефтегазоносности, связанные с отложениями рифтового и дорифтового этапов развития.

Нефтегазоносные бассейны, связанные с палеорифтовыми системами, приурочены преимущественно к внутренним и окраинным частям платформ. Однако при их группировании целесообразно исходить также и из особенностей истории их дальнейшего существования. По этому признаку можно различать четыре категории: бассейны авлакогенов, надрифтовых синеклиз, надрифтовых краевых прогибов и бассейны предэпирифтовых орогенов.

Бассейны авлакогенов приурочены главным образом к древним платформам (Припятский, Днепровско-Донецкий, Амадиес). Нефтегазоносны в их пределах отложения палеозоя. Широким распространением как на древних, так и на молодых платформах пользуются бассейны надрифтово-синеклизные, т.е. такие бассейны, у которых рифтовая стадия развития сменилась синеклизной (рис. 2). Через рифтовый этап развития практически прошли все бассейны, выраженные в современной структуре синеклизами. На древних платформах это такие бассейны, как Мичиганский, Иллинойский, Чад, Среднерусский; на молодых — Англо-Парижский, Северного моря, Западно-Сибирский. Продуктивность бассейнов связана как с палеозойскими, так и мезозойскими отложениями.

Значительную роль в формировании нефтеносности бассейнов краевых прогибов играют ископаемые рифты, рассекающие их платформенные борта. Если краевые прогибы имеют орогенное замыкание, то обычно и над рифтовыми зонами прогибания создаются инверсионные (бескорневые) валы. Примером могут служить Халчагский вал Лено-Вилюйского бассейна, Оленекский — Анабаро-Ленского [7], Ейско-Березанский вал — Азово-Кубанского, система линейных надрифтовых поднятий (Чернова, Сорокина, Колвинский, Шапкино-Юряхинский, Печоро-Кожвинский) — Тимано-Печорского бассейнов. Бассейн краевого прогиба, не имеющий горного обрамления, Ливийско-Египетский, основная нефтеносность которого приурочена к палеорифтовому прогибу Сирт. В бассейнах последней группы нефтеносны в основном отложения мезозоя и палеогена.

Бассейны предэпирифтовых орогенов связаны с асимметричными прогибами, прижатыми к невысоким горным сооружениям, возникшим на осевых частях палеорифтовых зон, например Южно-Мангышлакский бассейн, генетически связанный с развитием Мангышлакской рифтовой системы, Западный Внутренний и Пермский бассейны, разграниченные зоной поднятий Уичито-Амарилло, и бассейны Денвер и Паудер-Ривер, сопряженные со Скалистыми горами.

Беглый обзор распространенности нефтегазоносных бассейнов показывает наличие определенных связей между рифтообразованием и нефтегазоносностью. Это имеет достаточно четкое генетическое объяснение: рифтовый режим приводит к появлению всех факторов, необходимых для нефтегазообразования и нефтегазонакопления согласно современным требованиям теоретической нефтегазовой геологии, и в частности учения о нефтегазоносности осадочных бассейнов.

Начиная с 70-х годов нефтегазоносность недр стала пониматься как стадийное свойство осадочного бассейна, его качественное состояние, возникающее на определенном этапе его развития, когда нефте-

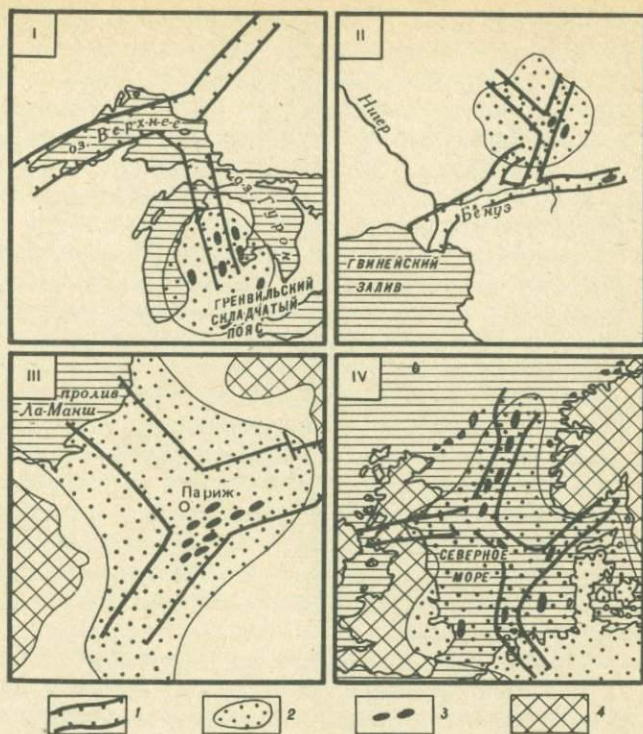


Рис. 2. Положение рифтовых зон в бассейнах надрифтовых синеклиз

Бассейны: I — Мичиганский, II — Чад, III — Англо-Парижский, IV — Североморский. 1 — контуры рифтов; 2 — нефтегазоносный бассейн; 3 — нефтегазовые месторождения; 4 — выступы фундамента

материнские толщи получают возможность реализовать свой генерационный потенциал, т.е. становятся очагом нефтегазообразования [6]. Под последним понимается та часть нефтегазоматеринских пород, которая находилась или находится в глубинном интервале существования температурных условий главной зоны нефтеобразования (ГЗН).

Наличие субаквальной седиментации, значительных количеств преимущественно сапропелевого органического вещества, быстрый темп осадконакопления, значительная мощность отложений, высокие значения тепловых потоков — все это способствует энергичному формированию очагов нефтегазообразования в бассейне, значительной их мощности и, как следствие этого, созданию заметного нефтегазогенерационного потенциала бассейна в целом. Наиболее благоприятными обстановками формирования очагов являются бассейны со скоростью накопления осадков свыше 40—80 м/млн.л и значением геотермического градиента более 3—3,5°С/100 м.

Все другие необходимые условия, определяющие нефтегазоносность, такие, как коллектора, покрышки, типы и размеры ловушек, не потеряли своего значения, но их роль стали рассматривать с позиций пространственного и временного соответствия с местом расположения

очага нефтегазообразования и временем его интенсивной "работы". Обязательным условием формирования крупных зон нефтегазоаккумуляции, а в их пределах отдельных месторождений и залежей является определенное пространственное совпадение очага нефтегазообразования и зоны нефтегазоаккумуляции, с одной стороны, соответствие времени генерации углеводородов с временем образования путей миграции и образования ловушек — с другой. Анализ размещения крупных зон нефтегазоаккумуляции и месторождений в различных нефтегазоносных бассейнах показывает, что все они находятся или во внутренних частях, или по периферии областей мощного прогибания, рассматриваемых в качестве очагов генерации, а время образования этих зон предшествует началу массовой генерации углеводородов этими очагами.

Всем отмеченным выше требованиям в полной мере отвечают депрессии, связанные с процессами рифтообразования. Именно в их пределах имеет место мощная, преимущественно субаквальная седиментация, высокие значения геотермического градиента, что приводит к тому, что ГЗН находится на сравнительно небольшой глубине в 1—3 км. Обычно вся площадь рифтового бассейна, по существу, отвечает площади очага нефтеобразования. Если же в бассейне рифтовая стадия прогибания сменилась следующей — плитной, то очагу генерации будут отвечать наиболее прогнутые части формирующейся над рифтом синеклизы.

Так как процесс рифтообразования и формирования более обширных впадин над рифтами сопровождается дроблением фундамента на блоки и появлением унаследованных, приразломных, горстовых, бескорневых инверсионных поднятий, а также зон выклинивания, рифовых, солянокупольных и другого типа, то все это создает благоприятные условия для появления самых разнообразных ловушек в пределах очагов генерации или в непосредственной близости от них.

Так, в рифтовых нефтегазоносных бассейнах типа Суэцкого, Рейнского, Камбейского, Реконкаво, Сирт и других ГЗН располагается в интервале глубин 1—2 км, очаг нефтегазообразования занимает всю площадь бассейна, залежи нефти формируются за счет вертикальной миграции над очагом или за счет ближней латеральной — в его пределах. Залежи обычно находятся в раздробленных нарушениями блоковых выступах и представляют собой полусводы, экранированные сбросами.

Бассейны синеклиз, а также сходные с ними краевые впадины отличаются большим разнообразием в своих как геологических, так и нефтегазовых характеристиках. Однако всех их объединяет наличие погребенных рифтовых зон, располагающихся под наиболее погруженными частями синеклиз. Именно к этим частям бассейнов на глубинах в 2—4 км приурочены очаги нефтегазообразования, занимающие, как правило, центральные по отношению к бортам положения. Рифтовые зоны установлены как в сравнительно просто построенных бассейнах типа Мичиганского и Иллинойского в США, Парижского во Франции, так и в сложных, охватывающих большие пространства (Западно-Сибирский, Печорский, Североморский и др.).

Зоны нефтегазоаккумуляции в простых синеклизных бассейнах

располагаются в пределах рифтовых зон. В бассейнах сложного строения с мощным осадочным чехлом месторождения группируются или в горстовых выступах в пределах рифтовых зон, или в инверсионных валах над ними (например, Уренгой-Колтогорский в Западно-Сибирском бассейне), или в унаследованно развивающихся сводовых поднятиях, разделяющих рифтовые зоны (Сургутский свод) [8]. В Северноморском бассейне значительные скопления нефти располагаются над осевой системой рифтов, таких, как Викинг, Центральный и др. Геотермический градиент в них достигает  $4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

Данные по девяти основным нефтегазоносным бассейнам Китая свидетельствуют о том, что максимальное удаление месторождений от очагов генерации колеблется от 15 до 60 км [11]. Однако наиболее крупные месторождения, например Дацин (бассейн Сунляо), или Даган (Восточно-Китайский бассейн), расположены в контуре очага генерации. Геотермический градиент в этих бассейнах, относимых соответственно к надрифтовой синеклизе и системе рифтовых грабенов, достигает 6,2 и  $4,2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  [10].

В целом же нефтегазоносные бассейны, в своем развитии испытавшие рифтовую стадию развития, характеризуются обычно весьма заметной нефтегазоносностью. Причем это касается не только таких обширных бассейнов, как Западно-Сибирский или Североморский, но и сравнительно небольших по площади. Так, Суэцкий бассейн при размерах  $300 \times 15 - 45$  км имеет мощность осадочного чехла до 5 км. В нем открыто более 20 месторождений, добыча из которых превышает 20 млн. т., а запасы ориентировочно оцениваются до 1 млрд. т. Основные продуктивные толщи относятся к миоцену, а дебиты скважин достигали 2 тыс. т/с.

Одна из причин высокой удельной нефтегазоносности бассейнов рифтовых типов может быть объяснена наличием преимущественно вертикальной миграции углеводородов из очагов генерации к ловушкам. Дело в том, сейчас можно считать законом, что интенсивное прогибание и мощное осадконакопление являются следствием рифтогенеза, протекающего в обстановке горизонтальных раздвиговых движений. Чем интенсивнее прогибание, тем больше амплитуда раздвигов в фундаменте и нижних частях осадочного чехла. Это обстоятельство имеет два следствия. Во-первых, облегчается обогащение стратиферы глубинными флюидами, представленными водородом, углекислотой, метаном, парами воды и другими компонентами, за счет которых улучшаются условия растворения углеводородов и их миграции, и одновременно осуществляется тепломассоперенос; а во-вторых, создаются благоприятные пути вертикального перемещения образовавшихся углеводородов из генерационных очагов вверх по разрезу. Это перемещение в нижних частях нефтегазоносных бассейнов, где господствуют температуры в  $300 - 150^{\circ}\text{C}$ , осуществляется, скорее всего, в виде однофазных гомогенных растворов. В более верхних частях бассейнов, где, с одной стороны, породы могут быть достаточно пластичными, в силу чего трещины растяжения будут отсутствовать, а с другой стороны, из-за падения температур и давления жидкие углеводородные компоненты растворов будут выделяться в

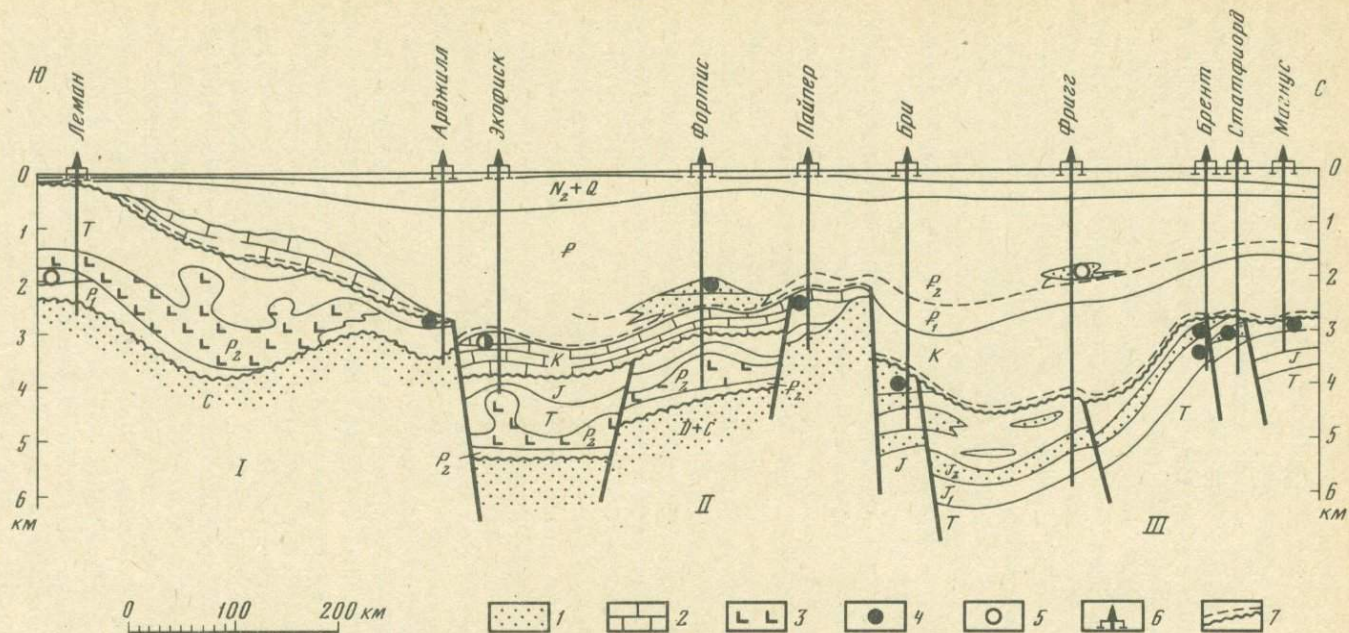


Рис. 3. Схематический разрез Северноморского бассейна, по Y. Gurutchet и Y. Andeguis

I — пермский прогиб; II — Центральный рифт; III — рифт Викинг, 1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — соль; 4—5 — залежи: 4 — нефти, 5 — газа; 6 — морские скважины; 7 — граница главной нефтегазовой зоны

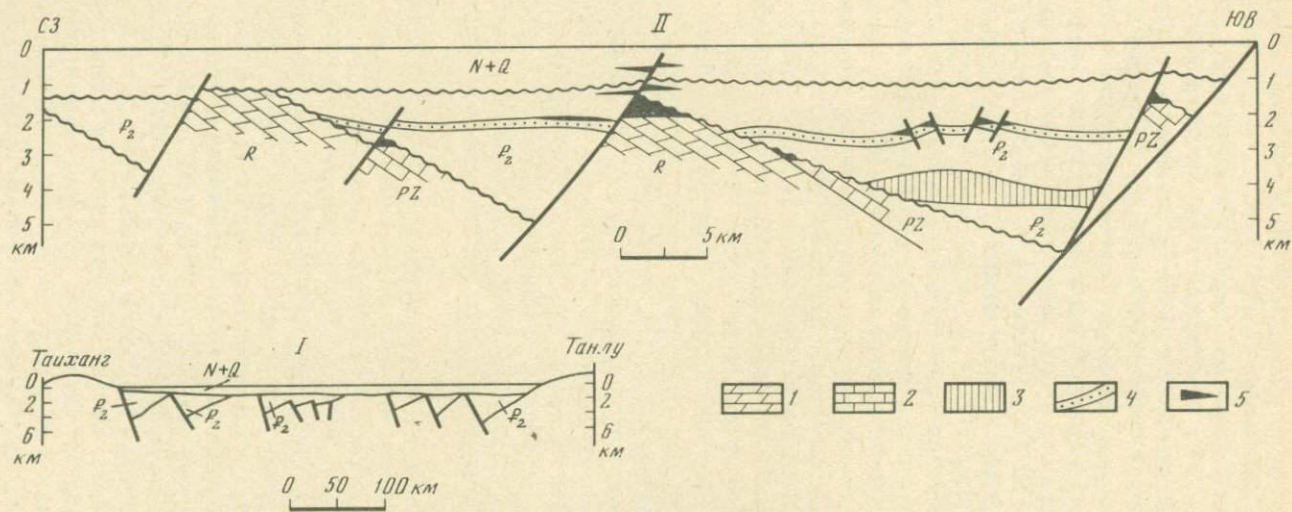


Рис. 4. Строение Восточно-Китайского (залива Бохай) бассейна [10]

I — разрез бассейна; II — детали строения. 1 — известняки синия; 2 — известняки палеозоя, 3 — соль эоцена; 4 — песчаные горизонты; 5 — залежи нефти

свободную фазу и насыщать имеющиеся на этом глубинном уровне природные резервуары. Формирование залежей в дальнейшем может протекать лишь за счет струйной миграции жидких и газовых углеводородов в основном в свободной фазе.

Рассмотренный механизм формирования залежей в бассейнах рифтового типа за счет преимущественно вертикальной миграции по нарушениям растяжения приводит к появлению в этих бассейнах определенной глубинной зоны размещения залежей нефти и газа. Эту зону можно выделять как главную нефтегазовую зону (ГНГЗ) бассейна. Обычно она располагается над очагами генерации, и в ее пределах залежи группируются вдоль основных зон растяжения и оперяющих их нарушений. ГНГЗ достаточно хорошо выделяется в разрезе многих бассейнов, например Североморском (рис. 3) или Восточно-Китайском (залива Богхай) (рис. 4).

С развитием рифтовых бассейнов следует связывать и солянокупольный диапиризм, широко развитый в их пределах. Теория формирования соляных куполов разрабатывалась во второй трети нашего века под определяющим влиянием концепции вертикальных движений. Решающим фактором их роста считалось давление подсолённых толщ, приводившее к "всплыванию" (выдавливанию) пластичной и более легкой по сравнению с покрывающими породами соли. Однако в настоящее время эти представления в связи с распространением теории мобилизма требуют определенной модернизации.

Солянокупольный диапиризм имеет достаточно четкую тектоническую приуроченность: он тяготеет к областям интенсивного прогибания и мощного осадконакопления преимущественно в периферийных частях континентов, захваченных процессами рифтогенеза. Такими регионами являются бассейны Североморский, Мексиканского залива, Северокаспийский, Гвинейского залива и др. Интенсивное прогибание как следствие рифтогенеза сопровождается созданием обстановок растяжения, являющихся путями миграции каменной соли вверх.

Рост соляных куполов происходит не только в связи с давлением вышележащих толщ, но при обязательном условии существования обстановок раздвижения, имеющих место как на стадии рифтогенеза, так и сменяющей ее стадии формирования синеклизных впадин. Возникновение раздвиговых нарушений в надсолённой толще провоцирует миграцию соли вверх и образование соляных "подушек", штоков и валов. Причем кровля движущихся вверх соляных диапиров будет иметь конусовидную или гребневидную форму. Грибовидную форму соляные купола будут приобретать лишь в том случае, если соль достигнет поверхности. Тогда в силу своей пластичности она начнет расплзаться в стороны и образовывать нависающие карнизы.

Подтверждением вышесказанного является совпадение распространения глубоководных каньонов с зонами солянокупольного диапиризма, наблюдаемого, например, вдоль континентального склона Гвинейского залива. Имеющиеся материалы показывают, что каньоны, развивающиеся по трещинам растяжения, располагаются над диапирами или даже вскрывают их.

Движение соляных штоков в верхние части осадочного разреза будет осуществляться синхронно с импульсами горизонтального движения блоков земной коры. Если во времени будет иметь место перемещение зон раздвижения в пределах единого седиментационного бассейна, то и рост соляных куполов, а следовательно, и их возраст в различных частях бассейнов будет различным.

Так как солянокупольный диапиризм сингенетичен мощному осадконакоплению, то имеет место в пределах отдельных крупных осадочных бассейнов совпадение времени формирования очагов генерации УВ и зон нефтегазонакопления солянокупольного типа. Именно этим объясняется высокая нефтегазоносность всех солянокупольных регионов.

Таким образом, нефтегазоносность с континентальным рифтогенезом имеет тесную генетическую связь, так как рифтообразование предопределяет условия для нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Рифтогенез, несомненно, имеет несравненно большее влияние на формирование нефтяных и газовых месторождений, чем это обычно принято считать. Поэтому выделение и изучение рифтовых зон в нефтегазоносных регионах безусловно будет способствовать как более эффективному ведению геолого-поисковых работ на нефть и газ, так и дальнейшему развитию теоретической нефтегазовой геологии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии. — В кн.: Континентальные рифы. М.: Мир, 1981, с. 20—30.
2. Кротошкин П.Н. Проблемы геодинамики. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 176—247.
3. Милановский Е.Е. Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 38—60.
4. Пушаровский Ю.М. Движение земной коры в океанах. — Земля и Вселенная, 1978, N 2, с. 35—41.
5. Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 243 с.
6. Соколов Б.А. Эволюционная нефтегазовая геология — новое направление геологии и геохимии нефти и газа. — Изв. АН СССР. Геол., 1981, N 12, с. 5—16.
7. Соколов Б.А., Япаскурт О.В. Нефтегазоносность западной периферии Верхоянского складчатого сооружения и сопряженной окраины Сибирской платформы. — Геология нефти и газа, 1982, N 6, с. 10—15.
8. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской равнины. М.: Недра, 1981. 141 с.
9. Хаин В.Е. Идеи неомобилизма и новейшее развитие региональных тектонических исследований. — Сов. геология, 1982, N 3, с. 37—45.
10. Tang Zhi. Tectonic features of oil and gas basins in Eastern part of China. — Bull. AAPG, 1982, vol. 66, N 5, p. 509—521.
11. Wang Shangwen, Hu Wenhai, Tan Shidian. Habitat of oil and gas fields in China. — Oil and Gas J., 1982, vol. 82, N 24, p. 119—128.

Б.Г. ПОЛЯК, В.И. КОНОНОВ

**ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ РИФТОВЫХ ЗОН**

Под геотермальной активностью мы понимаем общую интенсивность выноса на поверхность Земли глубинной тепловой энергии, действующими в тектоносфере двумя различными механизмами ее переноса: кондуктивным, т. е. благодаря теплопроводности пород, и конвективным, реализующимся в процессе восходящего движения подвижных теплоносителей — магматических расплавов и газо-водных термальных флюидов. Количественно характеризуя таким образом энергетический потенциал недр, геотермальная активность представляет собой важнейший геофизический параметр, имеющий смысл обязательного граничного условия, которому должны удовлетворять физически правдоподобные геотектонические концепции и геодинамические модели. Но при построении таких моделей, особенно многочисленных сегодня для рифтовых зон, обычно вызывает затруднение объективная оценка эффекта конвективного тепломассопотока.

Ясно, однако, что скрытая разгрузка этого тепломассопотока (например, в интрузивном процессе) должна увеличивать кондуктивные теплотери через вышележащую толщу пород и, таким образом, автоматически учитываться при измерениях геотермического градиента на таких участках. Эти участки выделяются на окружающем, не возмущенном разгрузкой глубинных теплоносителей геотермическом фоне как положительные геотермические аномалии, различающиеся по площади, амплитуде и продолжительности существования в зависимости от общих масштабов восходящего тепломассопотока, времени его проявления и уровня разгрузки.

Эффект же открытой разгрузки глубинного тепломассопотока через вулканические аппараты и гидротермальные системы может быть оценен только независимыми прямыми наблюдениями. Их проведение требует тщательной и по возможности режимной оценки продуктивности вулканизма и дебита гидротерм в исследуемом районе. Такая операция весьма трудоемка, а в подводных условиях региональные наблюдения такого рода вообще вряд ли осуществимы со сколько-нибудь удовлетворительной точностью. Объективные трудности не могут, однако, служить оправданием игнорирования этого эффекта при попытках создания исчерпывающих геотермических моделей развития рифтовых зон. Сознвая это, авторы одной из таких моделей, предложенных для океанических рифтов, К. Ле-Пишон и М. Лансет отметили ее неадекватность природным условиям и подчеркнули, что для создания более реалистической модели необходимо, в частности, определить, насколько значительны в рифтовых зонах потери тепла благодаря выносу его из коры в придонные слои океана водой, т. е. подводными гидротермами [36].

Существование таких гидротерм в океанических рифтах сегодня установлено прямыми наблюдениями, в том числе визуальными, проведенными со спускаемых аппаратов. Широко известен факт раз-

Грузки высокотермальных рассолов в отдельных впадинах рифта Красного моря [50, 51], минерализованных термальных флюидов на дне Галапагосского рифта [63], на 28° с.ш. в Срединно-Атлантическом хребте [47, 55], во впадинах Калифорнийского рифта [37, 38]. Наконец, в устье Калифорнийского залива на 21° с.ш. на глубине 2650 м инструментально и визуально исследован очаг разгрузки надкритических флюидов с температурой 330—400°С [61].

Однако общие масштабы подводной гидротермальной деятельности в океанических рифтах пока неизвестны, и поэтому о выносе тепла в таких зонах обычно судят по измерениям только кондуктивного теплового потока. В таблице суммированы результаты таких измерений в осевых частях разных отрезков мировой системы рифтов, включая ее океанические, континентальные и межконтинентальные, по терминологии Е.Е. Милановского [10], звенья. Видно, что все они характеризуются практически одинаково широким спектром значений кондуктивного теплопотока — от близких к нулю, а местами даже отрицательных до превышающих 10 ЕТП<sup>1</sup>, а местами достигающих нескольких десятков и даже сотен ЕТП. Но такие "сверхвысокие" значения кондуктивного теплопотока встречаются лишь в отдельных участках океанических рифтов, характеризую локальные очаги разгрузки подводных гидротерм, например, впадину Атлантик-II, в одном из пунктов которой измерено значение 80 ЕТП [28], или вышеупомянутый участок Галапагосского рифта, где зафиксировано значение 759 ЕТП [63]. В то же время средние значения кондуктивного теплопотока в осевых частях всех рифтовых зон относительно невысоки и довольно сходны. В распределении средних можно усмотреть некоторое повышение кондуктивного теплопотока в океанических и межконтинентальных структурах по сравнению с континентальными. Наибольшей величиной среднего отличаются Исландия (возможная причина этого "исландского максимума" будет рассмотрена ниже) и прилегающий к ней с севера хребет Колбейнсей, но он пока еще недостаточно изучен.

Главная причина такого распределения теплового потока в рифтовых зонах — влияние на геотемпературное поле вертикальной циркуляции подземных вод в пределах охваченного измерениями интервала глубин. Само по себе это явление не уникально и в той или иной степени имеет место в любых тектонических провинциях, будучи одной из причин дисперсии наблюдаемых значений кондуктивного теплопотока даже в стабильных структурах. Но в мобильных поясах и особенно в современных рифтовых зонах, где общая геотермальная активность выше, оно проявляется наиболее интенсивно.

Условия возникновения гидротермальных циркуляционных систем, их масштабы, роль в перераспределении глубинного тепла и происхождение этих вод, в том числе в рифтовых зонах, специально изучались и довольно подробно описаны в литературе, в частности, Ч. Банвеллом, Г. Бедварссоном, Дж. Эльдером, Г. Крэйгом, Ч. Листером, у нас в стране — В.В. Аверьевым, Н.А. Огильви и другими исследователями. Ими установлено, что практически всю массу гидро-

<sup>1</sup> ЕТП — единица теплового потока ( $10^{-6}$  кал/с·см<sup>2</sup> = 41,868 мВт/м<sup>2</sup>).

### Кондуктивный тепловой поток в рифтовых зонах

Рифтовые зоны	Число измерений	Тепловой поток, ЕТП			По данным работ
		min	среднее	max	
Континентальные					
Байкальская	300	0	1,72	11,0	[3]
Западно-Африканская	39	0,15	1,21	4,48	[23, 24, 60]
Восточно-Африканская	50	0,76	1,77	5,59	[53]
Иорданская	82	0,17	1,32	12,16	[20, 25]
Межконтинентальные					
Красного моря					
осевые впадины	22	0,60	17,24	80,0	[28]
фланги	73	0,62	2,82	8,0	[2, 26, 28, 59]
Калифорнийского залива					
осевые впадины	168	0,60	5,44	31,2	[34, 35, 63]
фланги	37				[30, 34, 35, 59]
Океанические*					
Восточно-Тихоокеанское поднятие	247	0	3,08	>12,0	[17]
Срединно-Индийский хребет	94	0	2,30	>12,0	[17]
Срединно-Атлантический хребет	101	0	1,81	>12,0	[17]
хребет Рейкьянес	31	0	1,96	8,16	[22, 32, 54]
Исландия	71	0	3,55	10,36	[12]
хребет Колбейнсей	10	0,71	4,29	9,33	[13, 32]

\* Зоны дна с возрастом менее 9 млн. лет (ограниченные 5-й аномалией).

терм (в большинстве случаев не менее 95%) составляют инфильтрационные — метеорные на суше, морские в океане — воды, нагревающиеся в земной коре в процессе более или менее глубокого конвекционного цикла. Его глубина ограничивает снизу область, в которой температура пород и кондуктивный тепловой поток искажены гидрогеологическим фактором, вплоть до возникновения так называемых "безградиентных зон", формирующихся при особенно интенсивной вертикальной циркуляции подземных вод независимо от направления их движения. Проведение геотермических измерений в этой части геологического разреза позволяет определить кондуктивные теплопотери только над базисом циркуляции гидротерм. Глубже этого уровня региональный кондуктивный теплопоток, как правило, выше, так как при разгрузке гидротерм на поверхность суши или дна океана тепло, аккумулированное ими на нисходящей ветви цикла, лишь частично возвращается породам и не улавливается измерениями геотермического градиента.

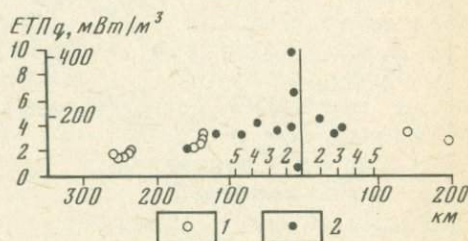
В направлении, поперечном к простиранию рифтовых зон, уже давно отмечены четкие пространственные закономерности вариаций кондуктивного теплопотока. Особенно наглядно они проявляются на профилях теплового потока, один из которых изображен на рис. 1. На таких графиках видно, что разброс значений максимален вблизи оси рифта и по мере удаления от нее плавно уменьшается. Важно обра-

тратить внимание на то, что в осевой зоне наряду с очень высокими значениями кондуктивного теплопотока, создающими впечатление о его сингулярности, т.е. бесконечно большой величине на оси, фиксируются и очень малые его значения, вплоть до нулевых.

Высокая дисперсия кондуктивного теплопотока в рифтовых зонах позволяет найти его представительные региональные средние зна-

Рис. 1. Распределение кондуктивного теплового потока в районе хребта Колбейнсей

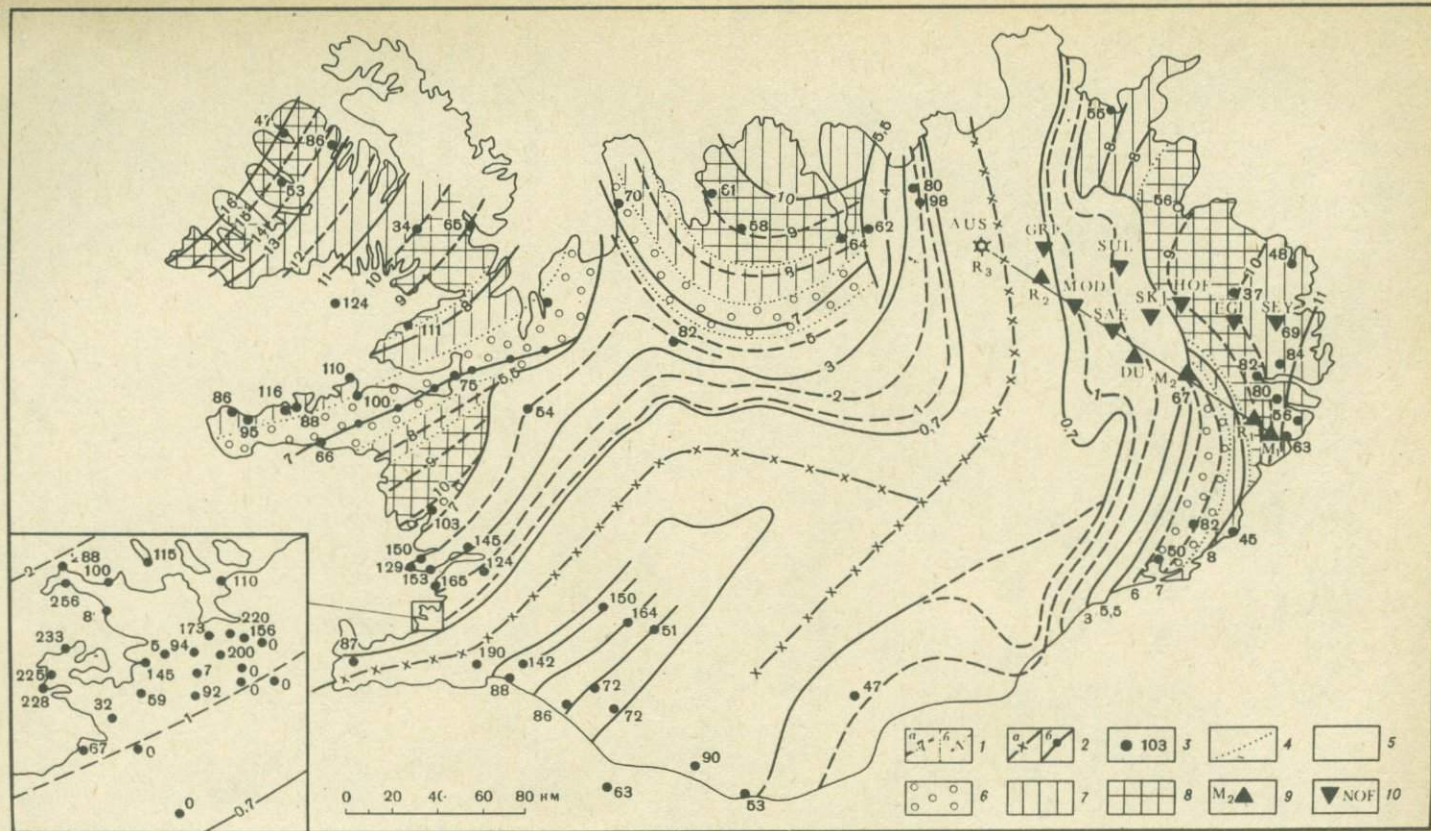
Величины теплового потока: 1 — по [32], 2 — по [13]; цифры на оси абсциссе — номера донных магнитных аномалий



чения только при определенном, достаточном для этого числе наблюдений в пределах конкретного полигона [36]. Эта же причина исключает возможность картирования теплового потока путем простой линейной интерполяции данных между отдельными пунктами измерений. Поэтому для выявления закономерностей его пространственного распределения в рифтовых структурах используются другие методы.

Опыт показал, что самым объективным из них, обеспечивающим установление общих черт теплового режима разных отрезков океанических рифтов, является так называемая "нормализация данных по возрасту", т.е. определение средних значений теплового потока в полосах распространения донных базальтов различного возраста. С помощью такого подхода, как показано многими исследователями [16, 18], в подводных частях океанических рифтов обнаруживается универсальный фланговый минимум в полосах с возрастом около 8 млн. лет, а также центральный, или приосевой, минимум. Оба они не согласуются с теоретическими распределениями теплового потока, рассчитанными из моделей спрединга. Для выяснения природы этих минимумов распределение теплового потока на океанических рифтах в интервале 0—10 млн. лет нуждалось в дальнейшем изучении и притом с большей детальностью, чем это может быть достигнуто при использовании в качестве хронологических рубежей донных магнитных аномалий. Такую возможность предоставило изучение геотермальной активности в Исландии, расположенной на оси океанического рифта, между подводными хребтами Рейкьянес и Колбейнсей.

Тщательные исследования строения слагающих этот остров базальтовых толщ, проведенные в 70-х годах М.А. Ахметьевым, Ю.Б. Гладенковым, И. Мак-Дугаллом, К. Саймундссоном, Н. Уоткинсом, Дж. Уокером и другими исследователями, позволили выделить в их разрезе несколько стратиграфически обособленных комплексов, откартировать зоны их распространения и получить разными методами согласующиеся и потому весьма надежные оценки их возраста, охватывающие период от 0 до 16 млн. лет, который весьма трудно изучить



с той же степенью детальности в подводных участках срединно-океанических хребтов.

Рисунок твердо установленных стратиграфами границ между комплексами можно при помощи интерполяции дополнить с некоторой долей условности промежуточными изолиниями, кратными 1 млн. лет. Полученный таким образом общий план изохрон на территории острова (рис. 2) со всей очевидностью свидетельствует о сложности геологического развития Исландии, мало напоминающая возможный результат ортодоксального спрединга и заслуживая специального тектонического анализа. Мы же сейчас ограничимся только использованием этих материалов в качестве удобной основы для нормализации данных теплового потока по возрасту пород, развитых в пунктах геотермических измерений. Такие данные были получены нами, исходя из величин геотермического градиента, измеренных исландскими исследователями в этих пунктах (см. рис. 2), и средней теплопроводности базальтовых толщ Исландии, найденной на основании исследования 108 образцов.

Полученная для Исландии кривая "нормализованного по возрасту" теплового потока (рис. 3) по своей форме полностью соответствует как общим кривым его распределения в крупнейших звеньях системы океанических рифтов, приведенным в уже цитированных работах, так и частным кривым, характеризующим их отдельные участки, например, прилегающие к Исландии отрезки подводных хребтов Рейкьянес и Колбейсей (см. рис. 3,4). Исландская кривая имеет столь характерный для рифтоокеанических структур минимум теплового потока в интервале 8—10 млн. лет, а в "тонкой структуре" теплового потока заметен и типичный для них осевой минимум. Фланговый минимум, но на более низком уровне ясно виден и на хребтах Рейкьянес и Колбейсей, осевой же не выделяется из-за недостатка фактических данных и затруднительности столь же дробного хроностратиграфического расчленения этих структур.

С помощью полученной кривой установленный на территории Исландии план изохрон может быть трансформирован в карту поверхностного кондуктивного теплопотока, характеризующую его средние (фоновые) значения в полосах распространения базальтов того или иного возраста. В найденном таким образом пространственном распределении кондуктивного теплового потока на территории Исландии ярко проявляется геотермическая специфика установленных в структуре острова зон тектонических дислокаций — так называемой Боргарнесской антиклинали, флексуры Фньоска и флексуры Восточной Исландии. В геотермическом поле эти зоны предстают как участки чрезвычайно резких горизонтальных градиентов кондуктивного тепло-

Рис. 2. План изохрон на территории Исландии и соответствующее распределение кондуктивного теплопотока

1 — изохроны: а — установленные, б — предполагаемые (по [1, 49]); 2 — оси современного (а) и древнего (б) спрединга (по [49]); 3 — пункты измерения геотермического градиента и его значения, °С/км (по [27, 41, 43—45, 48, 57]); 4 — границы зон теплового потока; 5—8 — зоны средних значений теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>; 5 — более 140, 6 — 140—120, 7 — 120—100, 8 — менее 100; 9—10 — станции: 9 — ГСЗ (по [5]), 10 — МТЗ (по [19])

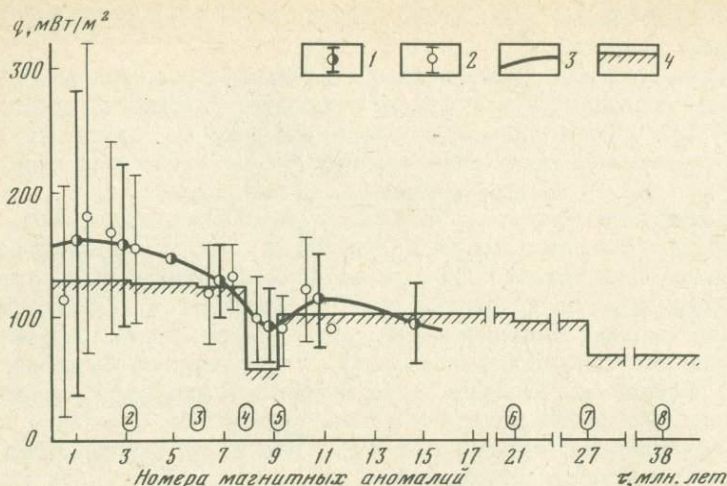


Рис. 3. Кондуктивный тепловой поток в разновозрастных элементах коры Исландии и прилегающих акваторий

1—2 — среднее значение и стандартное отклонение теплового потока в интервале осреднения продолжительностью: 1 — 2 млн. лет, 2 — 1 млн. лет; 3 — аппроксимированное распределение теплового потока в Исландии; 4 — среднее значение теплового потока в одновозрастных элементах хребтов Рейкьянес и Колбейсей (по данным [11, 13, 22, 32, 54])

потока: местами он на противоположных крыльях этих структур различается более чем в полтора раза.

Совпадение геотермического и структурно-геологического своеобразия названных районов Исландии кажется весьма примечательным, особенно если вспомнить о вероятной роли термомеханических напряжений в формировании дислокаций горных пород. Предположение о причинно-следственном характере отмеченной связи может объяснить уменьшение горизонтальных градиентов геотермического поля по мере удреждения структурных дислокаций — последние с этой точки зрения могут рассматриваться как "геологические фотографии" прежних термомеханических напряжений в данных блоках коры.

Сравнение выявленной картины теплового поля в Исландии с нашими прежними представлениями на этот счет, менее обеспеченными фактическим материалом [6], говорит о существовании более высокого уровне теплового потока, чем казалось ранее. На более высоком уровне находится и фланговый минимум теплового потока в Исландии по сравнению с одновозрастными участками хребтов Рейкьянес и Колбейсей. На наш взгляд, это связано с большей интенсивностью восходящего глубинного тепломассопотока под Исландией, чем в прилегающих отрезках подводных рифтовых зон, особенно располагающихся южнее. Такой взгляд поддерживается развиваемыми некоторыми петрологами и геофизиками [29, 40, 52, 58] представлениями о существовании Исландского мантийного плюмажа, или горячего пятна. Положение такого пятна на оси развивающегося Срединного хребта могло бы быть причиной формирования Гренландско-Исландского и Исландско-Фарерского порогов, существование

которых в течение всей позднекайнозойской истории Северной Атлантики, на наш взгляд, трудно объяснить в рамках концепции спрединга без такого допущения. Геотермическим отголоском этой геодинамической ситуации кажется расширение зоны максимума теплового потока в направлении, поперечном к простирающему рифта, и наличие фланговых участков новейшего вулканизма (п-ов Снайфедльснес, вулк. Эрайвайекулль).

Установленная картина распределения теплового потока позволяет подойти к оценке глубинных температур в недрах Исландии, учитывая кондуктивные теплопотери через поверхность коры как верхнее граничное условие. Но, кроме этого, как известно, значительное количество тепла выносится здесь многочисленными гидротермальными системами. Поэтому, чтобы оценить величину кондуктивного теплопотока ниже базиса циркуляции гидротерм, находящегося, как полагают [21], на глубине 2—3 км, следует к поверхностным кондуктивным теплопотерям в том или ином районе добавить величину выноса тепла гидротермами в этом же районе.

Ранее мы уже определили тепловой эффект разгрузки гидротерм и его региональные различия на территории Исландии [6]. Опираясь на имеющуюся теперь стратиграфическую основу (см. рис. 2), мы нормализовали этот эффект по возрасту базальтов так же, как это было сделано с поверхностным кондуктивным теплопотоком. Результаты этой нормализации показаны на рис. 4, где размеры прямоугольников отражают общую мощность каждого процесса в соответствующем интервале и наглядно характеризуют их относительную роль. Такая операция позволила оценить на территории Исландии суммарные потери глубинного тепла за счет теплопроводности пород и разгрузки гидротерм на поверхности Земли. Считая, что эти суммарные теплопотери отвечают полному кондуктивному теплопотоку ниже базиса циркуляции гидротерм, определяющему распределение температур глубже этого уровня, мы получили второе, более высокое значение граничного параметра для их оценки.

Такая оценка была выполнена нами вдоль профиля ГСЗ, проведенного в рамках проекта NASP [5]. Эти сейсмологические материалы недавно были ревизованы и согласованы с данными более позднего глубинного сейсмического зондирования по проекту RRISP [46]. Установленным ГСЗ сейсмическим границам был придан смысл структурных поверхностей, разделяющих разные слои земной коры. Считается, что скорость 6,5 км/с в Исландии соответствует подошве "второго" слоя океанической коры, а уровень 7,0 км/с — подошве "третьего", или кровле "аномальной мантии", как называет нижележащий слой Г. Палмасон. В соответствии с общепринятыми взглядами на вещественный состав этих слоев ("1" и "2" — базальты, "3" — метабазиты и габброиды, "4" — ультраосновные породы) им была приписана та же теплопроводность, что и в более раннем варианте расчета [6] — 1,7; 2,5 и 3,5 мВт/м<sup>2</sup> °К соответственно.

Распределение глубинных температур было найдено методом физического моделирования [12] для обоих значений поверхностных теплопотерь вдоль линии профиля (рис. 5). Эти два варианта опре-

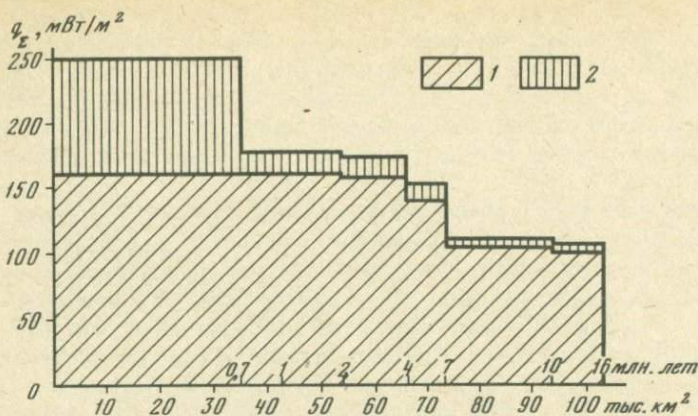


Рис. 4. Нормализованный по возрасту базальтов на территории Исландии энергетический эффект кондуктивного теплопотока (1) и выноса тепла гидротермами (2)

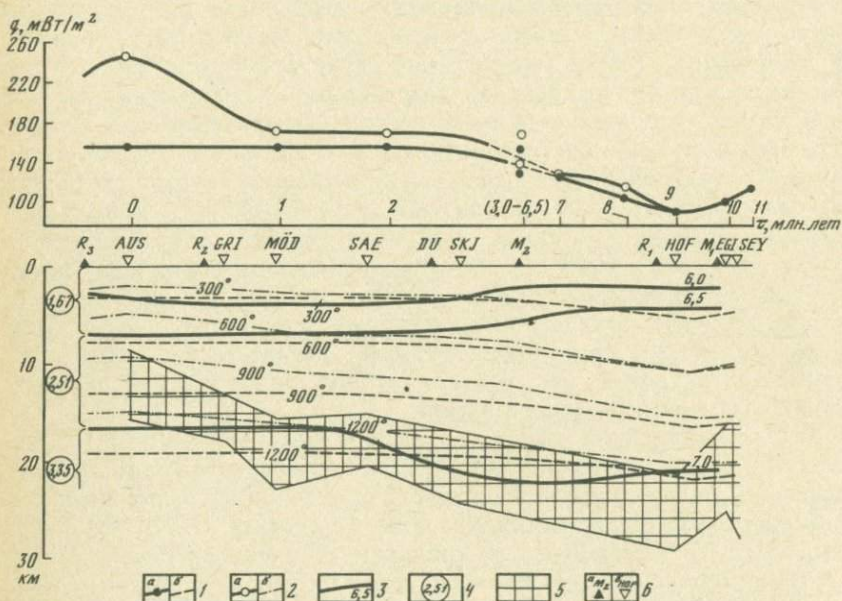


Рис. 5. Глубинное строение и прогнозируемое распределение температур в недрах Исландии по профилю NASP

1—2 — профиль теплового потока на верхней границе литосферы (а) и положение изотерм (б), рассчитанные: 1 — при "нормализации по возрасту" кондуктивного теплового потока, 2 — с учетом дополнительного выноса тепла гидротермами; 3 — сейсмические границы [46], км/с; 4 — принятые значения теплопроводности сейсмических слоев, Вт/м<sup>2</sup>·К; 5 — зоны повышенной электропроводности по данным МТЗ [19]; 6 — станции ГСЗ (а) и МТЗ (б).

деляют соответственно максимальную и минимальную глубины залегания одноименных изотерм.

Результаты расчета указывают на естественный подъем изотерм к оси неовулканической (рифтовой) зоны Исландии. Положение изо-

термы 1200°, отвечающей температуре солидуса базальтов в сухих условиях [4], указывает, что максимальная глубина зоны вероятного плавления не превышает в неовулканической зоне 14—19 км, а по мере удаления от нее возрастает всего до 20—22 км. Потенциальное наличие расплава, меняющее условия теплопередачи, препятствует моделированию геотемпературного поля на больших глубинах. Фланговый минимум теплотерм в возрастном интервале 8—10 млн. лет в конфигурации изотерм выражен слабо и сглаживается с глубиной. Такой характер геотемпературного поля позволяет заключить, что этот минимум вызван структурно-теплофизической неоднородностью разреза, приводящей к рефракции кондуктивного теплового потока. Очевидно, такую же природу могут иметь аналогичные фланговые минимумы в подводных участках срединных хребтов.

Установленная моделированием верхняя граница зоны возможного плавления практически совпадает с сейсмической границей 7,0 км/с, интерпретируемой в Исландии Г. Палмасоном как кровля астеносферы. Так же хорошо положение изотермы солидуса совпадает на большей части профиля с результатами магнито-теллурического зондирования [19]. Для наибольшей объективности сопоставления они были нами нормализованы по возрасту окружающих базальтов и переносились на профиль не по перпендикуляру к нему, а вдоль соответствующих изохрон. Магнито-теллурическое зондирование выявило присутствие в разрезе слоя повышенной проводимости. На рис. 5 видно, что этот слой, присутствие которого связывают с появлением расплава, залегает в областях развития дочетвертичных базальтов в соответствии с положением изотермы солидуса, т.е. на глубинах 18—25 км, а в рифтовой зоне поднимается до уровня 10—15 км от поверхности. Это небольшое расхождение между результатами МТЗ и геотермических расчетов является следствием принятого при моделировании допущения о стационарности геотемпературного поля, несколько преувеличивающего глубину залегания всех изотерм в приосевой, самой молодой части структуры. В целом же данные, полученные в Исландии совершенно независимо тремя различными геофизическими методами — геотермическим, сейсмическим и магнитно-теллурическим, находятся, как видно из рис. 5, в очень хорошем согласии, что говорит об их высокой надежности и правильной оценке распределения теплового потока и глубинных температур на территории острова.

Как уже говорилось, не исключено, что установленная в Исландии картина отражает не средний геотермический фон осевых частей океанических рифтов вообще, а несколько более высокий. Но из-за отсутствия столь же детальных и комплексных исследований теплового поля на других отрезках этих структур, данные, полученные в Исландии, могут с этой оговоркой быть использованы для сравнения геотермического режима в океанических и континентальных рифтовых зонах.

Типичным звеном последних является Байкальский рифт. Здесь благодаря усилиям Ю.А. Зорина, С.В. Лысак, В.А. Голубева, Д.Д. Дучкова и их коллег тепловой поток хорошо изучен, и путем аналитического и численного моделирования установлено, что наблюдаемое

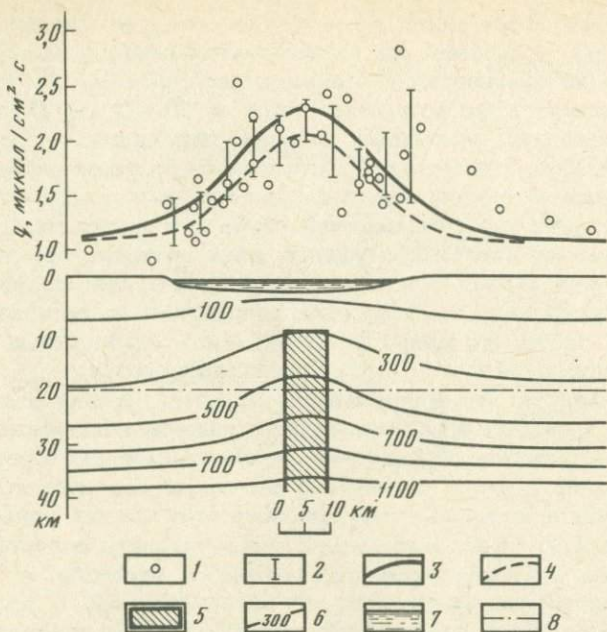


Рис. 6. Геотермическая модель земной коры в районе южной части оз. Байкал [3]

1 — величины кондуктивного теплопотока; 2 — доверительный интервал средних значений кондуктивного теплопотока; 3—4 — расчетная кривая поверхностного теплового потока согласно: 3 — аналитическому решению, 4 — численному решению; 5 — трещинная интрузия; 6 — изотермы, °С; 7 — воды оз. Байкал; 8 — граница Конрада

его распределение вероятнее всего объясняется "мгновенным" внедрением вдоль оси рифта 2—3 млн. лет назад трещинной интрузии шириной 5—10 км, поднявшейся до глубины 2—12 км. Это распределение и соответствующее ему положение глубинных изотерм в разрезе, поперечном к простираению рифта, приведено на рис. 6. Сопоставление его с рис. 5 показывает, что в Байкальском рифте кондуктивный теплопоток значительно ниже, чем в Исландии (на оси рифта — более чем в 1,5 раза), верхняя граница зоны возможного плавления лежит соответственно гораздо глубже, и общая ширина зоны теплового максимума намного меньше.

Такая разница в распределении глубинных температур и величине кондуктивных теплопотерь, по нашему мнению, указывает на неодинаковый энергетический потенциал недр в рассмотренных участках океанической и континентальной рифтовых зон. Каков же этот потенциал? О его величине можно судить по масштабам полных потерь глубинного тепла, для чего нужно включить в сферу анализа вынос тепла гидротермами и эффект вулканизма, как проявления открытой разгрузки восходящего глубинного тепломассопотока.

Общеизвестно, что с энергетической точки зрения главным аспектом вулканизма является вынос тепла, аккумулированного в поставляемых на поверхность Земли магматических расплавах. Выделение

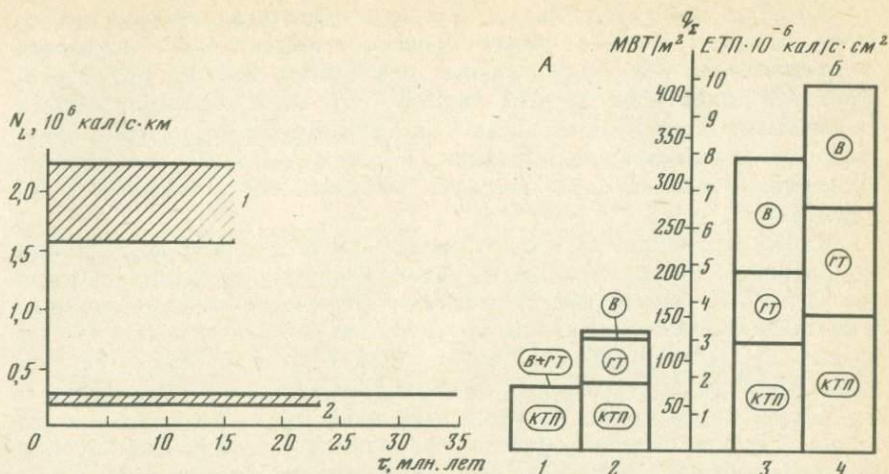


Рис. 7. Линейная мощность вулканизма в океаническом и континентальном рифте, по данным [9, 31, 38, 56, 62]

1 — Исландия, 2 — Восточно-Африканский рифт

Рис. 8. Структура общих теплотерь в рифтовых зонах континентов (А) и океанов (Б)

1 — Байкальский рифт; 2 — Восточно-Африканский рифт; 3—4 — Исландия (минимальная и максимальная оценки); КТП — кондуктивный теплоток, ГТ и В — удельная тепловая мощность разгрузки гидротерм (ГТ) и вулканизма (В).

глубинной энергии в других формах — в ходе вулканических землетрясений, в форме кинетической энергии взрывов, даже катастрофических, и т.п. — играет резко подчиненную роль. Поэтому для выяснения общей тепловой мощности вулканизма практически достаточно оценить его продуктивность в изучаемом регионе, т.е. определить массу вулканитов, доставленную на поверхность Земли в течение того или иного отрезка геологической истории. Для наземного вулканизма такие оценки тем надежнее, чем детальнее откартированы разновозрастные вулканогенные толщи и чем длиннее характеризуемый период, так как на коротких этапах возможны частные флюктуации вулканической активности. С этой точки зрения наиболее представительные данные для океанических рифтовых зон получены в Исландии, а для континентальных — в Восточно-Африканском рифте, точнее, в его Кенийском и Эфиопско-Афарском сегментах. Эти данные графически изображены на рис. 7 в виде оценки средней линейной мощности вулканизма, т.е. мощности, приходящейся на единицу длины рифтовой зоны (такой показатель позволяет наиболее объективно сравнивать эффект вулканизма в разных по размерам рифтовых зонах). Продолжительность охарактеризованных интервалов геологического времени — от 15 до 40 млн. лет — позволяет достаточно уверенно судить о мощности вулканизма в процессе эволюции рифтовых зон. Главные результаты такого анализа очевидны: мощность вулканизма в рифтовых зонах весьма стабильна во времени, но при этом существенно различна в океанических и континентальных рифтах — в Исландии она почти на целый порядок величины больше, чем в Восточной Африке.

Проведенный анализ энергетического эффекта вулканизма позволяет, наконец, оценить общий уровень геотермальной активности в океанических и континентальных рифтовых зонах. На рис. 8 изображены диаграммы общего выноса глубинной тепловой энергии различными механизмами: слева — в Байкальском и Восточно-Африканском континентальных рифтах, а справа — в Срединной зоне Исландии, для которой указаны минимальная и максимальная оценки.

Видно, что общий вынос глубинного тепла на поверхность Земли в Исландии в 3—5 раз больше, чем в континентальных рифтах, и достигает 10 ЕТП. Между рассмотренными отрезками континентальных рифтов тоже наблюдаются некоторые различия, но они, на наш взгляд, имеют второстепенный характер, отражая, возможно, относительную вулканическую паузу в последний период жизни Байкальского рифта.

Вместе с тем все современные рифтовые зоны обладают универсальной геотермической особенностью: как в океанических, так и в континентальных рифтах общие теплотери существенно выше, чем в талассократонах или платформенных структурах континентов, где они близки к 1 ЕТП [14, 15]. Это указывает на дополнительный к общепланетарному геотермическому фону привнос тепла в недра этих зон, который может быть реально обеспечен только восходящим глубинным тепломассопотоком. Различие теплового режима в недрах континентальных и океанических рифтовых зон отражает, на наш взгляд, прежде всего большую глубину разгрузки этого массопотока в континентальной коре, а возможно, и несколько меньшую его интенсивность.

Этот тепломассопоток исходит из мантии, на что прямо указывают геохимические особенности продуктов современной вулканической и гидротермальной деятельности. Некоторые из таких особенностей уже рассматривались нами ранее [7, 8], но подробный анализ этой фундаментальной проблемы, которой посвящена обширная специальная литература, лежит за рамками данной статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахметьев М.А.* Неоген Исландии. Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1980. 52 с.
2. *Вержбицкий Е.В., Золотарев В.Г.* Исследования теплового потока в рифтовой зоне Красного моря. — *Океанология*, 1980, т. 20, вып. 5, с. 882—886.
3. *Голубев В.А., Зорин Ю.А., Лысак С.В., Осокина С.В.* Новые геотермические исследования на оз. Байкал. — В кн.: *Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья*. Новосибирск: Наука, 1978, с. 68—84.
4. *Грин Д.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. — В кн.: *Верхняя мантия*. М.: Мир, 1975, с. 25—44. (Науки о Земле; Т. 62).
5. *Зверев С.М., Косминская И.П., Михота Г.Г.* и др. Микросейсмичность и глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шотландского региона. — В кн.: *Исландия и срединно-океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность, геотермия*. М.: Наука, 1977, с. 83—191.
6. *Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Геотермальная активность. — В кн.: *Исландия и срединно-океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность, геотермия*. М.: Наука, 1977, с. 8—82.
7. *Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Геологиче-

- ское значение газовой зональности современных гидротерм (на примере Исландии). — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980, с. 98—108.
8. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах. — Геохимия, 1982, N 2, с. 163—177.
  9. Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.
  10. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
  11. Мирлин Е.Г., Попов К.В., Фингер Д.Л. Возраст океанического дна в Исландском регионе. — Океанология, 1979, т. 19, вып. 6, с. 1051—1058.
  12. Поляк Б.Г., Кононов В.И., Хуторской М.Д. Тепловой поток и строение литосферы в Исландии в свете новых данных. — Геотектоника, 1984, N 1.
  13. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б., Меркушов В.Н. и др. Новые данные о тепловом потоке в районе хребта Колбейсей. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, N 1.
  14. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Тепловой поток на континентах. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, N 1.
  15. Смирнов Я.Б. Тепловой поток на дне акваторий. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, N 2.
  16. Смирнов Я.Б. Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, N 1.
  17. Смирнов Я.Б., Попова А.К. Тепловой поток, возраст океанического дна и некоторые данные к изучению движущего механизма тектоносферы. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, N 1.
  18. Anderson R.N. Petrologic significance of low heat flow on the flanks of slow spreading mid ocean ridges. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 10, p. 2947—2956.
  19. Beblo M., Bjornsson A. A model of electric resistivity beneath Iceland correlation with temperature. — J. Geophys., 1980, vol. 47, p. 184—190.
  20. Ben Avraham Z., Hänel R., Villinger H. Heat flow through the Dead Sea rift. — Marine geol., 1978, vol. 28, N 3/4, p. 253—269.
  21. Bódvarsson G. Physical characteristics of natural heat resources in Iceland. — In: UN Conf. New Sources of Energy. Rome, 1961.
  22. Bram K. New heat flow observations on the Reykjanes ridge. — J. Geophys., 1980, vol. 47.
  23. Degens E.T., von Herzen R.P., Nowkin Wong. Lake Tanganyika: Water chemistry sediments, geological structure. — Geol. J., 1971, N 5.
  24. Degens E.T., von Herzen R.P., Nowkin Wong et al. Lake Kivu: Structure, chemistry and biology on an East African rift lake. — Geol. Rdsch., 1973, Bd. 62, N 1.
  25. Eckstein Y., Simmons G. Measurement and interpretation of terrestrial heat flow in Israel. — Geothermics, 1977, vol. 6, N 3/4, p. 117—142.
  26. Evans T.R., Tammemagi H.Y. Heat flow and heat production in north east Africa. — E.P.S. Lett., 1974, vol. 23, p. 349—356.
  27. Fridleifsson I.B. Geothermal activity in Iceland. — Jökull, 1979, vol. 29.
  28. Girdler R.W., Evans T.R. Red sea heat flow. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, vol. 57, N 1, p. 245—251.
  29. Hart S.R., Schilling J.-G., Powell J.L. Basalts from Iceland and along the Reykjanes ridge: Sr isotope geochemistry. — Nature. Phys. Sci., 1973, vol. 246, p. 104—107.
  30. Henyey T.L., Bishoff J.L. Tectonic elements of the Northern part of the gulf of California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84.
  31. Jakobsson S. Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. — Lithos, 1972, vol. 5, N 4, p. 365—386.
  32. Langseth M., Zielinsky G.W. Marine heat flow measurements in the Norwegian-Grenland sea and in the vicinity of Iceland. — In: Geodynamics of Iceland and North Atlantic area. Dordrecht: Reidel, 1974.
  33. Lawver L.A., Sclater J.G., Henyey T.L., Rogess J. Heat flow measurements in the Southern part of the gulf of California. — E.P.S. Lett., 1973, vol. 12, p. 198—208.
  34. Lawver L.A., Williams D.L., von Herzen R.P. A major geothermal anomaly in the gulf of California. — Nature, 1975, vol. 257, N 5521, p. 23—28.
  35. Lawver L.A., Williams D.L. Heat flow in the Central gulf of California. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B7, p. 3465—3473.
  36. le Pichon X., Langseth M.G. Heat flow from the mid-ocean ridges and seafloor spreading. — Tectonophysics, 1969, vol. 8, p. 319—344.

37. *Lonsdale P.F., Bischoff J.L., Burns V.M.* et al. A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a gulf of California spreading center. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 49, p. 8—20.
38. *Lupton J.E.* Helium-3 in the Guaymas basin: Evidence for injection of mantle volatiles in the gulf of California. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N B13, p. 7446—7452.
39. *Mohr P.A.* The Cainozoic volcanic succession in Ethiopia. — *Bull. volcanol.*, 1968, vol. 32, fasc. 1, p. 1—14.
40. *O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gronvold K.* Nature and development of basalt magma sources beneath Iceland and the Reykjanes ridge. — *J. Petrol.*, 1976, vol. 17, N 3, p. 315—338.
41. *Palmason G.* On the flow in Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. — In: *Iceland and mid-oceanic ridges*. Reykjavik, 1967.
42. *Palmason G.* Crustal structure of Iceland from explosive seismology. Reykjavik: Soc. Sci. Iceland, 1971.
43. *Palmason G.* Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1973, vol. 33.
44. *Palmason G.* Heat flow and hydrothermal activity in Iceland. — In: *Geodynamics of Iceland and North Atlantic area*. Dordrecht: Reidel, 1974.
45. *Palmason G., Arnorsson S., Fridleifsson I.B.* The Iceland crust, evidence from drillhole data structure and processes. *Amer. Geophys. Union*, 1980.
46. *Pavlenkova N.I., Zverev S.M.* Seismic model of Iceland's crust. — *Geol. Rdsch.*, 1981, Bd. 70.
47. *Rona P.A.* TAG hydrothermal field: Mid-Atlantic ridge crust at latitude 26°N. — *J. Geol. Soc. London*, 1980, vol. 137, p. 385—402.
48. *Saemundsson K.* Skyrsla um histastigulsboranier á arinu 1976. Orkustofnun, OS JHD 7731. Reykjavik, 1977.
49. *Saemundsson K.* Outline of the geology of Iceland. — *Jökull*, 1969, vol. 29.
50. *Schoell M.* Heating and convection within the Atlantis-II deep geothermal system of the Red sea. — In: *Proc. 2nd US Symp. development and use of geothermal resources*. San Francisco, 1975, vol. 1, p. 583—590.
51. *Schoell M., Hartman M.* Changing hydrothermal activity in the Atlantis-II deep geothermal system. — *Nature*, 1978, vol. 274, N 5673, p. 784—785.
52. *Sigvaldason G.E.* Basalts from the centre of the assumed Icelandic mantle plume. — *J. Petrol.*, 1974, vol. 15, N 3, p. 497—524.
53. *Skinner N.J.* Geophysical studies of the Kenya rift valley. — *Contemp. Phys.*, 1977, vol. 18, N 5, p. 455—470.
54. *Talwani M., Windish C.C., Langsæin S.* Reykjanes ridge crust: a detailed geophysical study. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 2, p. 473—517.
55. *Temple D.G., Scott R.B., Rona P.A.* Geology of submarine hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge, 26°N latitude. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N B13, p. 7453—7466.
56. *Thorarinsson S.* Hekla and Katla: The share of acid and intermediate lava and tephra in volcanic products through the geological history of Iceland. — In: *Iceland and mid-oceanic ridges*. Reykjavik, 1967, p. 190—199.
57. *Tomasson J., Fridleifsson I.B., Stefansson V.* A hydrological model for the flow of thermal water in southwestern Iceland with special reference to the Reykir and Reykjanes thermal areas. — In: *Proc. 2nd UN Symp. development and use of geothermal resources*. San Francisco, 1975.
58. *Vogt P.R.* The Iceland phenomenon: Imprint of a hot spot on ocean crust and implication for flow beneath the plates. — In: *Geodynamics of Iceland and North Atlantic area*. Dordrecht: Reidel, 1974.
59. *Von Herzen R.P.* Geothermal heat flow in the gulfs of California and Aden. — *Science*, 1963, N 140, p. 1207—1208.
60. *Von Herzen R.P., Vaquier V.* Terrestrial heat flow in lake Malawi, Africa. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, N 16, p. 4221—4226.
61. *Welhan J.A., Craig H.* Methane and hydrogen in East Pacific rise hydrothermal fluids. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, vol. 6, N 11, p. 829—831.
62. *Williams L.A.J.* The Kenya rift volcanics: A note on volumes and chemical composition. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 15, N 1/2, p. 83—96.
63. *Williams D.L., Becker K., Lawver L.A., von Herzen R.P.* Heat flow at spreading centers of the Guaymas basin, gulf of California. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N B12, p. 6757—6769.

А.Ф. ГРАЧЕВ, А.И. ПОЛЯКОВ

## КАЙНОЗОЙСКИЙ РИФТОВЫЙ МАГМАТИЗМ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Развитие как кайнозойских, так и древних рифтовых зон тесно связано с явлениями магматизма. Однако, если общие признаки рифтового режима в настоящее время четко установлены и не вызывают сомнений, то специфика магматизма, свойственного рифтам, выявлена еще недостаточно ясно. Решение этого вопроса имеет несомненное значение, особенно в связи с палеогеодинамическими реконструкциями.

Рифтогенез обусловлен активизацией верхней мантии, ее разогревом, разуплотнением, подъемом мантийного вещества и его частичным плавлением. Все эти процессы неизбежно приводят к возникновению магматических расплавов и в условиях растяжения литосферы способствуют развитию вулканических явлений.

Изучение магматизма в кайнозойских рифтах проводится в основном по вулканическим фациям, хотя даже при небольшом эрозионном срезе обнаруживаются проявления интрузивных гипабиссальных пород. Их включения постоянно обнаруживаются в вулканитах. Такие примеры широко известны практически по всем рифтовым зонам, поэтому очень часто термины магматизм и вулканизм выступают как синонимы, поскольку речь идет не о форме проявлений процесса магматической активности, а о составе расплавов.

Характер магматизма на отдельных участках мировой рифтовой системы сильно меняется, что выражается как в составе вулканитов, так и в их объемах. Интенсивный вулканизм в пределах океанических рифтов контрастирует с низкой магмопродуктивностью континентальных рифтов. Если выразить продуктивность рифтовой зоны в объемах вулканических пород на единицу длины рифта в год, то для срединно-океанических хребтов и Исландии получится сходная цифра порядка нескольких десятков тысяч кубических метров. Для наиболее активных вулканических континентальных рифтов Кении и Эфиопии эта величина на порядок меньше, а для "сухих" амагматичных материковых рифтов продуктивность магматизма еще на порядок меньше (рис. 1).

Состав рифтовых вулканитов чрезвычайно разнообразен. На наиболее простом графике щелочи — кремнезем (рис. 2) изображены составы пород Восточно-Африканской рифтовой системы (Кенийский и Танганьикский рифты), Байкальской рифтовой зоны и Исландии. Хорошо видно, что вулканические серии этих рифтов занимают все поле составов известных магматических пород. Причинами такого разнообразия являются различные условия генерации исходных магм и широко проявленные процессы дифференциации.

Рассмотрим сначала причины разнообразия составов исходных выплавов, за которые мы принимаем расплавы с низким содержанием кремнезема, щелочей и высоким содержанием магния. Состав первичной выплавки будет зависеть от условий плавления: глубины (или давления),

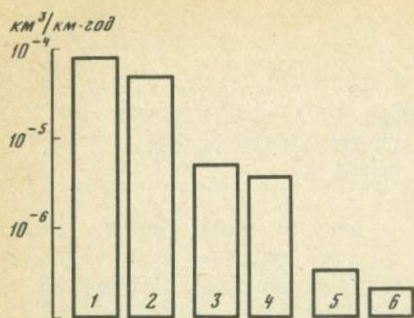


Рис. 1. Продуктивность вулканических процессов в рифтовых зонах различного типа  
1 — Исландия; 2 — срединные хребты; 3 — Эфиопия; 4 — Кения; 5 — Танганьика; 6 — Байкал

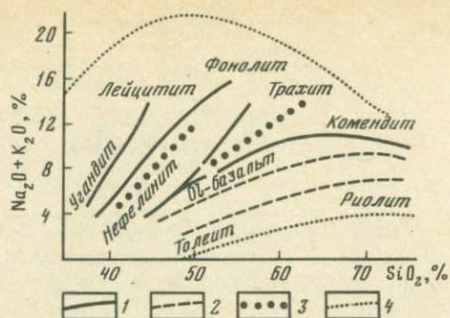


Рис. 2. Диаграмма кремнезем — щелочи для дифференцированных серий вулканических пород рифтовых зон Земли

1 — Восточно-Африканская рифтовая система; 2 — рифтовая зона Исландии; 3 — Байкальская рифтовая зона; 4 — контуры поля составов магматических пород

температуры (перегрева относительно солидуса), с чем связаны относительные объемы выплавки, количества и состава летучих компонентов. О глубине зарождения расплавов свидетельствуют экспериментальные данные по равновесному плавлению и характер глубинных ксенолитов, выносимых на поверхность. Об истинных глубинах плавления, так же как и о составах первоначальных расплавов, можно говорить с большими допущениями, так как обычно для пород фиксируется лишь последнее равновесие с мантийным субстратом.

Для океанических рифтовых зон (срединных хребтов) уровень зарождения расплавов толеитовых базальтов оценивается от 15 до 40 км [9]. В Исландии, где развиты как толеиты, так и щелочные оливиновые базальты, зарождение первичных расплавов происходит на глубинах 40—60 км. Для океанических островов с типичными щелочными сериями глубины, с которых поднимаются исходные щелочные анкармит-базальтовые магмы, составляют 80—90 км.

В континентальных рифтовых зонах диапазон глубин плавления мантийного субстрата достаточно велик. Здесь мы имеем расплавы, варьирующие по составу от субщелочных базальтов (Байкальский и Эфиопский рифты) — типичных щелочных оливиновых базальтов, развитых во всех материковых рифтах, до ультращелочных меланократовых базальтоидов — оливиновых меланефелитов, оливиновых мелалейцититов (Африканская рифтовая система, Рейнский грабен, Байкальский рифт).

Зависимость химического состава первичных выплавки от глубины плавления наиболее отчетливо демонстрируется данными по содержанию редких элементов [2, 3]. Концентрация Pb (как и K, Ba) резко падает с уменьшением глубины плавления (разница составляет 2 порядка) (рис. 3); U (как и Zr, Nb, Tr) ведет себя более монотонно. Содержание Sr слабо меняется от оливиновых мелалейцититов к нефеленитам и резко уменьшается к базальтам. Концентрация Ni (как и Cr) также максимальна в мелалейцитите (что подчеркивает глубинную природу

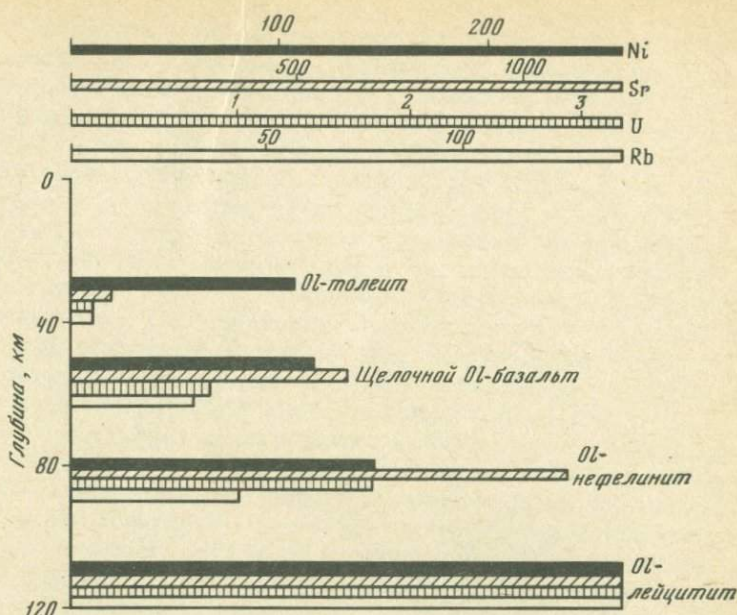


Рис. 3. Содержание редких элементов в первичных мантийных выплавках в зависимости от глубины плавления [3],  $n \cdot 10^{-4}\%$

этих расплавов) и падает к оливиновому меланефелениту, и далее в базальтах величины содержания Ni меняются слабо. Большое значение для состава мантийных выплавков имеют летучие компоненты. Ультращелочные серии возникают в условиях повышенных концентраций  $\text{CO}_2$ , что устанавливается по их тесной связи с карбонатами и по наличию  $\text{CO}_2$  во включениях.

Отмеченный ряд глубинности подтверждается распределением ультраосновных ксенолитов. Они отсутствуют в толеитовых и субщелочных разностях и широко развиты в щелочных базальтах и базанитах материковых рифтов.

Характерной чертой вулканических комплексов рифтовых зон является наличие сильно дифференцированных серий пород. Можно различать два уровня дифференциации: в глубинных (мантийных) условиях и в малоглубинных (коровых) магматических камерах. Недифференцированные и слабодифференцированные расплавы, как правило, связаны с трещинными излияниями, а сильно дифференцированные серии — с вулканами центрального типа.

В срединно-океанических хребтах дифференциация происходит в ограниченном масштабе (в пределах базальтовых составов) за счет отделения мегакристаллов — фаз высокого давления. В континентальных рифтах и на океанических островах интенсивная дифференциация протекает в магматических камерах на глубинах 5—20 км. Такие камеры устанавливаются геофизическими методами и путем термобарометрических исследований.

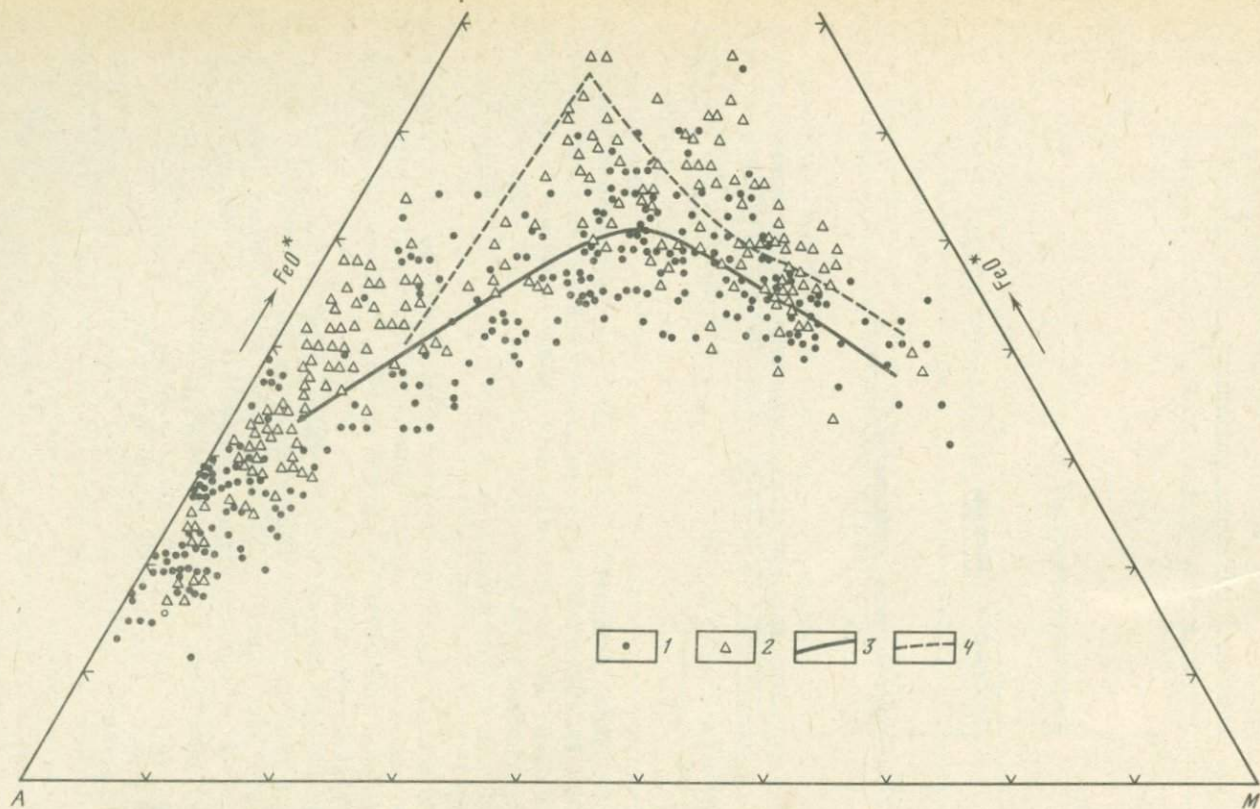


Рис. 4. Диаграмма АФМ для дифференцированных серий вулканических пород островов Атлантического океана и Эфиопского рифта

1 — острова; 2 — Эфиопский рифт; 3 — тренд толеитовой серии; 4 — тренд щелочной серии

В магматических камерах происходят процессы фракционирования, формирование кумулятов и образование эвтектических жидкостей. Примерами остаточных расплавов являются лейцититы в калиевой щелочной серии и фонолиты в натриевой щелочной серии. Дифференциация щелочно-оливин-базальтовой магмы приводит к фонолитовой, трахитовой или щелочно-риолитовой эвтектикам, в то время как толеиты дают в остатке низкощелочные риолиты.

Дифференциация происходит в широком интервале температур (1300—1800°С), при этом важную роль играют давление и активность кислорода. Так, щелочно-оливин-базальтовые расплавы с нормативным нефелином за счет фракционирования керсутита при повышенном давлении воды дают в остатке кварц-нормативные жидкости, а при фракционировании в сухих условиях с отделением клинопироксена, оливина и плагиоклаза возникают фонолиты [1, 11].

Активность кислорода в процессе кристаллизации может меняться, возрастающая от ранних стадий фракционирования к поздним. Как правило, в океанических рифтах фракционирование идет при низких  $O_2$  с отделением форстерита и анортита и интенсивным накоплением титана и железа (Феннеровский тренд), и возникают широко распространенные ферробазальты. В континентальных рифтах фракционирование происходит с отделением магнетита (Боуэновский тренд) и накоплением кремнезема и щелочей. Наиболее характерен Боуэновский тренд для щелочных оливиновых базальтов материковых рифтов и океанических островов.

Различие в характере дифференцированных серий материковых и океанических рифтов заключается в том, что серия толеит — низкощелочной риолит возникает только в океанической обстановке (Исландия, Галапагосский рифт, океанические серии треугольника Афар). Ассоциации, связанные с более глубинными источниками в континентальных и океанических условиях, не различаются между собой. Это иллюстрируется диаграммой АFM для океанических островов Атлантического океана и дифференцированных серий Эфиопского рифта (рис. 4).

Важнейшей чертой рифтогенных дифференцированных серий является их бимодальность, под которой понимается статистическое преобладание недифференцированных или слабо дифференцированных составов, с одной стороны, и остаточных продуктов — с другой, при резко подчиненном количестве средних членов дифференциации. Бимодальность рифтогенных дифференцированных серий трактуется нами как результат излияний слабо дифференцированных составов непосредственно из мантийных очагов. В случае формирования малоглубинной камеры дифференциация быстро проходит до конца, и на поверхность попадают только эвтектические, а не промежуточные составы. Возможно, что некоторую роль могут играть физические свойства расплавов разного состава.

Мантийность исходных расплавов и генетическая связь дифференциатов с мантийными исходными выплавками хорошо доказывается их изотопными характеристиками. В настоящее время накоплен обширный материал по изотопам Sr, Nd, Pb, Th. Весьма чувствительным

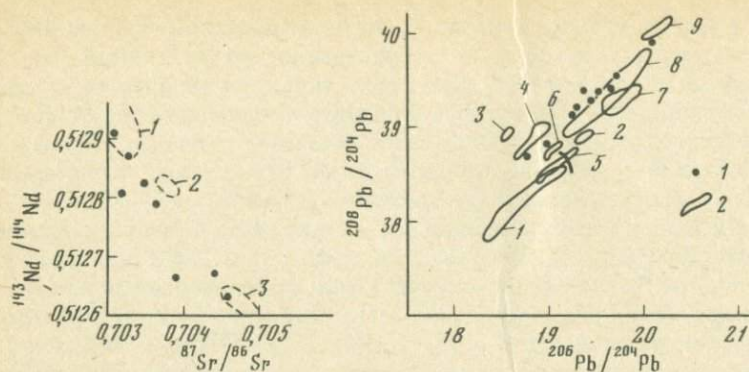


Рис. 5. Изотопный состав свинца, неодимия и стронция для вулканических пород океанических островов и рифтов Восточной Африки [13, 24]

1 — породы Восточно-Африканской рифтовой зоны (Кенийский рифт); 2 — составы для океанических островов: 1 — Исландия, 2 — Буве, 3 — Тристан-да-Кунья; 4 — Реюньон, 5 — Пасха, 6 — Зеленый Мыс, 7 — Азорские, 8 — Канарские, 9 — Гуаделупе

индикатором является соотношение  $^3\text{He}/^1\text{He}$ , которое обнаруживает высокое (мантийное) значение как для ультраосновных ксенолитов, так и для вмещающих базальтов.

Единство изотопного состава таких тонких индикаторов ювенильности расплавов, как изотопы Sr, Nd, Pb (рис. 5), свидетельствует о близости составов пород верхней мантии в области зарождения щелочных оливиновых базальтов в континентальных и океанических рифтах. Точки составов пород Кенийского рифта находятся на линиях зависимости Nd—Sr и  $\text{Pb}^{208}$ — $\text{Pb}^{206}$ , перекрываясь с полями составов пород океанических островов [13, 23].

Если существует связь между вулканизмом и рифтогенезом, то мы должны видеть закономерную эволюцию составов вулканитов в процессе рифтогенеза, а также наблюдать закономерное изменение составов лав в зависимости от положения в структуре рифта.

Принимая для фанерозоя направленность процесса рифтогенеза, приводящего к деструкции континентальной коры и превращению ее в конечном итоге в океаническую кору, можно выделить два эволюционных ряда рифтогенеза: полный и неполный.

Полный эволюционный ряд включает следующие стадии: материковую предрифтовую, материковую зрелого рифтогенеза, переходную и океаническую. Материковая стадия зрелого рифтогенеза разделяется на две подстадии [4]; океаническая стадия также может быть подразделена на подстадии: раннюю, когда в условиях океанической коры развиваются еще континентальные формации, промежуточную, когда появляются уже типично океанические формации, но глубоководные илы отсутствуют, и зрелую, когда начинают развиваться глубоководные отложения, формирующиеся ниже глубины компенсации карбоната кальция.

Неполный эволюционный ряд подразумевает отсутствие какой-либо из последних стадий в силу того, что процесс рифтогенеза прекратился.

Существенным признаком, позволяющим устанавливать такую

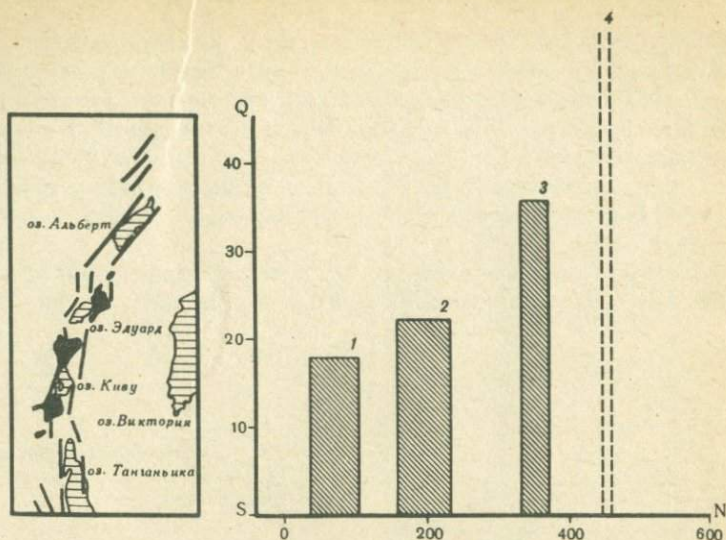


Рис. 6. Изменение насыщенности кремнеземом (по А.Н. Заварицкому) для первичных расплавов вдоль оси Западно-Африканской рифтовой зоны [3]

1 — Ю. Киву; 2 — Вирунга; 3 — Торо-Анголе; 4 — Форт-Портил

стадийность развития, является вулканизм, который в условиях рифтогенеза носит изотермический характер (т.е. состав первичных расплавов определяется давлением или глубиной залегания аномальной мантии). Формационный анализ, основанный исключительно на изучении осадочных образований, не только лишает нас возможности устанавливать стадийность процесса рифтогенеза в геологическом прошлом, но и в силу конвергентности признаков осадочных формаций может привести вообще к ошибочным выводам относительно характера тектонического режима. Такие примеры известны.

Для предрифтовой стадии характерны обширные излияния щелочных базальтоидов без какого-либо структурного контроля. В качестве хорошо изученного примера предрифтовой стадии можно привести позднеолигоценовый—раннемиоценовый вулканизм Юго-Западного Прибайкалья, Восточного Саяна, Тувы и Центральной Монголии [6, 12]. Зрелая стадия рифтогенеза в юго-западной части Байкальского рифта началась в плиоцене, когда вся тектоническая и вулканическая активность сосредоточилась только в пределах рифтовой впадины. Базальты, образующиеся в условиях утоненной коры под рифтовой (Тункинской) впадиной, характеризуются четко выраженной толеитовой тенденцией [5]. Аналогичная закономерность изменения стиля тектонических движений и составов изливающихся вулканитов известна также и для Эфиопского, Кенийского рифтов и рифта Рио-Гранде и др. [10, 20, 23].

Все без исключения зрелые материковые рифтовые зоны Земли обладают достаточно хорошо выраженной петрохимической зональностью как в продольном, так и в поперечном относительно оси рифта направлениях. Это связано с тем, что мощность земной коры и глубина

залегания аномальной мантии не остаются постоянными, а поскольку генерация базальтовой магмы происходит именно в зоне аномальной мантии, то состав первичных выплавок будет соответственным образом меняться. Отметим, что петрохимическая зональность проявляется независимо от того, насколько интенсивно протекает вулканизм. Даже в таких рифтовых зонах, как Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы, где вулканизм выражен слабо, зональность надежно устанавливается (рис. 6).

Одним из наиболее ярких примеров четко выраженной продольной зональности является рифт Рио-Гранде. На рис. 7 для плиоцен-

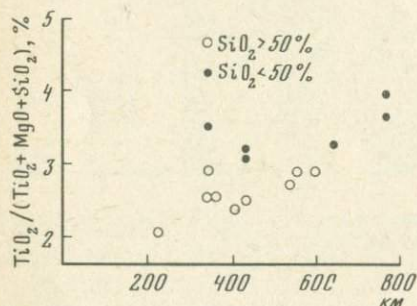


Рис. 7. Изменение содержания титана в базальтах вдоль оси рифта Рио-Гранде [25]

четвертичных базальтов показано изменение отношения  $TiO_2 / (TiO_2 + MgO + SiO_2)$  как функции расстояния от г. Салида (Колорадо) (северная часть рифта) в южном направлении. В данном случае факт продольной зональности может рассматриваться как доказательство последовательного углубления магматических очагов в южном направлении, так как, согласно экспериментальным данным [22], содержание титана в расплаве меняется пропорционально давлению. Такая интерпретация подтверждается результатами исследований К. Аоки и А. Кудо [15], установившим закономерное изменение составов базальтов от толеитов к щелочным лавам при движении с севера на юг вдоль оси рифта Рио-Гранде.

Поперечная зональность, отражающая последовательные стадии эволюции вулканизма от предрифтовой стадии до ранней океанической стадии, хорошо выражена в районе треугольника Афар, о чем неоднократно упоминалось [23], ибо этот район является единственным местом на Земле, где все указанные выше стадии процесса рифтогенеза могут быть прослежены. Здесь при движении от оз. Тана через западный край Эфиопского плато и краевую зону Афара к центральной части депрессии Данакиль в лавах основного, среднего и кислого состава устанавливается скоррелированное изменение всех петрогенных элементов, отражающее во времени переход от континентальной стадии рифтогенеза к океанической.

В океанических рифтах наряду с глобальными вариациями глубинности плавления, о которых говорилось выше, существуют региональные и локальные изменения составов. Следует отметить, что сравнительно недавно существование закономерных вариаций химизма

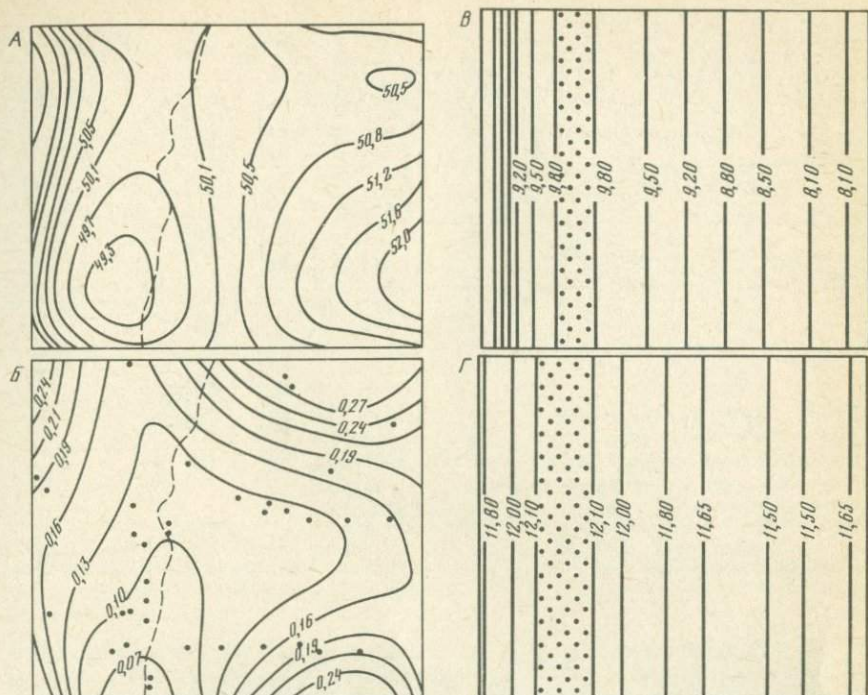


Рис. 8. Вариации химизма базальтов в пределах внутреннего дна рифтовой долины в районе FAMOUS по данным тренд-анализа  
 А — SiO<sub>2</sub>; Б — K<sub>2</sub>O; В — MgO; Г — CaO

океанических базальтов отрицалось [16]. И действительно, если исходить из стационарной модели остывающей плиты литосферы (модель Лангсета—Маккензи), то таких закономерностей не может быть, так как РТ-условия зарождения первичных расплавов должны оставаться постоянными. Накопленный за последнее десятилетие материал драгирования и глубоководного бурения позволяет показать нестационарность магматических процессов, происходящих в осевых зонах срединно-океанических хребтов [7, 8].

Локальные вариации химизма абиссальных толеитов наиболее наглядно видны в районе FAMOUS, где в пределах сравнительно небольшого участка внутреннего дна рифтовой долины (2×3 км) проведено достаточно представительное опробование [17]. С помощью метода тренд-анализа удалось выявить замечательное соответствие изменения содержания всех петрогенных элементов по мере движения от оси рифта (рис. 8). Наиболее существенные изменения концентраций заметны по калию, которые изменяются почти в 5 раз на расстоянии всего лишь в 2 км.

Региональные вариации химизма донных базальтов на расстоянии до 1000 км наглядно иллюстрируются двумя примерами: Галапагосским центром разрастания и областью сочленения срединных хребтов Рейкьянес и Колбенсей с Исландией.

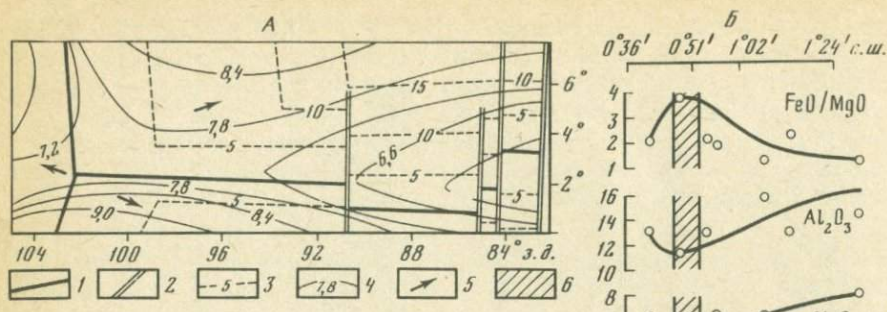


Рис. 9. Карта тренда содержаний MgO в районе Галапагосского центра разрастания (А) и изменение химизма базальтов поперек оси Галапагосского рифта (Б)

1 — ось рифта; 2 — трансформные разломы; 3 — изохроны океанической коры, млн. лет; 4 — изолинии концентрации MgO, вес.%. 5 — направление движения океанической плиты; 6 — положение осевой зоны. Данные для 1—3 и 5 взяты из работы Р. Хейя и П. Фогта [18]

Для Галапагосского рифта как вдоль оси (рис. 9, А), так и поперек оси разрастания океанического дна (рис. 9, Б) устанавливаются вариации всех элементов. Важно подчеркнуть, что в отличие от района FAMOUS здесь петрохимическая зональность носит обратный характер (ср., например, поведение магния в обоих случаях).

Район Исландии вместе с примыкающими срединно-океаническими хребтами выявляет существование широкой геохимической аномалии, размер которой значительно больше самого острова (рис. 10). Полученные нами данные хорошо согласуются с результатами изучения распределения литофильных элементов для короткого отрезка хребта Рейкьянес [26, 27].

Наиболее важное заключение в плане взаимосвязи тектоники и вулканизма состоит в том, что значительные изменения в составе базальтов, изливающихся в осевой зоне хребта Рейкьянес, совпадают с изменением структуры зоны гребня. Как было установлено А. Лаутном и др. [19], рифтовая долина, хорошо выраженная до 58° с.ш., севернее постепенно исчезает, и на ее месте появляется вулканический хребет. Эти данные вместе с результатами исследований зоны гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия [20] выявляют нестационарность рельефа и структуры осевой зоны срединных хребтов, которая отражает периодичность в магматической активности. В этой связи отмеченные закономерности в вариациях химизма абиссальных базальтов могут получить объяснение только в рамках пульсационного характера магматического режима срединно-океанических хребтов, который никак не связан с изменением скорости наращивания океанической коры. Последняя во всех приведенных примерах постоянна (в пределах рассмотренных участков океанических рифтов).

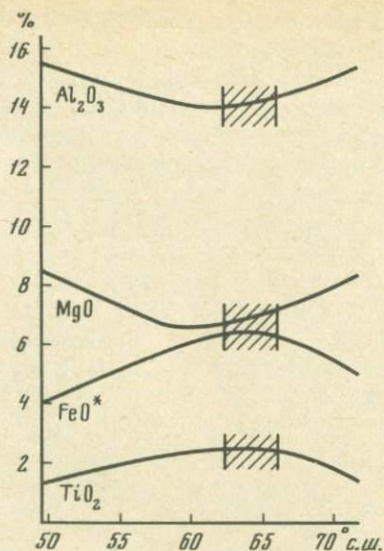


Рис. 10. Линейный тренд содержаний основных петрогенных элементов в океанических базальтах вдоль осевой зоны от хр. Рейкьянес до хр. Колбенсей. Положение Исландии показано штриховкой

Для объяснения закономерных вариаций химизма океанических базальтов могут быть предложены разные петрологические модели, но, с нашей точки зрения, наиболее вероятной причиной является различная глубина зарождения первичных расплавов. Эта же причина объясняет закономерное изменение составов лав океанических островов (повышение щелочности серий) по мере удаления от осевой зоны хребтов, что связано с соответствующим углублением магматических очагов в процессе наращивания мощности океанической литосферы.

1. Рифтовый магматизм связан с мантийными источниками и развивается в условиях растяжения и деструкции литосферы, что позволяет противопоставлять и отличать его от магматизма других геодинамических обстановок.

2. В условиях рифтового режима проявления вулканизма всегда опережают отражение процесса рифтогенеза в рельефе, структуре и осадконакоплении на всех стадиях его развития. В этой связи особое значение имеет выделение предрифтовой стадии, которая при изучении древних геологических структур выявляется только по составу вулканитов. К такой стадии относится кайнозойский вулканизм Монголии, эоценовый вулканизм Эфиопии и т.д.

3. По мере развития процесса рифтогенеза (степени зрелости рифта), обусловленного последовательным приближением аномальной мантии к подошве литосферы и ее последующим растеканием в горизонтальном направлении, происходит утонение литосферы и ее разрыв на заключительной (материковой) стадии, что сопровождается изменением состава вулканитов, главным образом изменением щелочности и концентрацией вулканической активности в осевой зоне рифта.

4. Весь комплекс деформаций литосферы и проявлений магматизма в рифтовых зонах (как материковых, так и океанических) обусловлен одной причиной — наличием аномальной мантии. Отсюда следует, что связь тектоники и магматизма носит опосредованный характер.

В заключение необходимо подчеркнуть значение анализа магматических образований для палеогеодинамических построений в связи с тем, что многие важнейшие признаки рифтогенеза (структурные, геофизические и другие) не могут быть использованы для диагностики.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Поляков А.И. и др. Дифференциация базальтовых расплавов и формирование серий вулканических островов Южной Атлантики. — *Геохимия*, 1979, N 11, с. 1587.
2. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 5—194.
3. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия и петрология магматических пород Исландии. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1978, с. 5—162.
4. Грачев А.Ф. Эволюционный ряд в развитии рифтовых областей Земли. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 14—15.
5. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.
6. Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Геодинамика Байкало-Монгольского региона в кайнозое. — В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М., 1981, с. 134—175.
7. Грачев А.Ф., Мишин В.И., Филипов Н.Б. Некоторые закономерности вариаций химизма океанических базальтов. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: 1980, с. 11—12.
8. Грачев А.Ф., Шарков Е.В. К вопросу об условиях формирования некоторых типов океанических базальтов. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., 1980, с. 13—14.
9. Дмитриева Л.В., Соболев А.В., Суцеская И.М. Условия формирования первичного расплава океанских толеитов. — *Геохимия*, 1979, N 2, с. 163.
10. Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.
11. Поляков А.И., Муравьева Н.С. Дифференцированные риолит-базальтовые серии Исландии и происхождение кислых эффузивов: Модель фракционной кристаллизации. — *Геохимия*, 1981, N 9, с. 1362.
12. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф. Петрология и протокимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона. — В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М., 1981, с. 5—85.
13. Allegre C.J., Brevart O., Dupre B., Minster J.F. Isotopic and chemical effects produced in continuously differentiated convecting Earth mantle. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1980, vol. 297, N 1431, p. 447.
14. Anderson R.N., Claque D.A., Klitgord K.D. et al. Magnetic and petrological variations along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos melting anomaly. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, N 5, p. 683—694.
15. Aoki K.-J., Kudo A.M. Major element variations of later cenozoic basalts of New Mexico. — *N. Mex. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1976, N 5, p. 82—88.
16. Bonatti E., Fisher D.E. Oceanic basalts: Chemistry versus distance from oceanic ridges. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 11, N 4, p. 307—311.
17. Bryan W.B., Moore J.G. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic ridge rift valley near lat. 36°49'N. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 4, p. 556—570.
18. Hey R., Vogt P. Spreading center jumps and sub-axial asthenosphere flow near the Galapagos hot spot. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 37, p. 41—52.
19. Laughton A.S., Searle R.C., Roberts D.G. The Reykjanes ridge crust and the transition between its rifted and non-

- rifted regions. — *Tectophysics*, 1979, vol. 55, p. 173—177.
20. *Lewis B.T.R.* Periodicities in volcanism and longitudinal magma flow on the East Pacific rise at 23°N. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, vol. 6, N 10.
  21. *Lipman P.W.* Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, p. 1343—1354.
  22. *MacGregor I.D.* The system MgO—SiO<sub>2</sub>—TiO<sub>2</sub> and its bearing to distribution of TiO<sub>2</sub> basalts. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 267A, p. 242—269.
  23. *Mohr P.A.* Regional significance of volcanic geochemistry in the Afar triple junction, Ethiopia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 1, p. 213—232.
  24. *Norry M.J., Truckle P.H., Lippard S.J.* Isotopic and trace element evidence from lavas, bearing on mantle Heterogeneity beneath Kenya. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1980, vol. 297, N 1431, p. 259.
  25. *Renault J.* Overview of Rio Grande basalts with special reference to TiO<sub>2</sub> variation. — In: *Guidebook to Rio Grande rift in New Mexico and Colorado*. Socorro, 1978, p. 230—233.
  26. *Schilling J.-G.* Iceland mantle plume: Geochemistry study of Reykjanes ridge. — *Nature*, 1973, vol. 242, p. 565—571.
  27. *Schilling J.-G.* Ge/Si and Ga/Al variations along the Reykjanes ridge and Iceland. — *Nature*, 1978, vol. 276, p. 24—28.
  28. *Srivastava R.K., Emmermann R., Puchl H.* Petrology and geochemistry of basalts from deep sea drilling project leg 54. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash., 1980, vol. 54, p. 671—693.

УДК 550.311

О.Г. СОРОХТИН

## ОКЕАНСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И ГИПОТЕЗА РАСШИРЯЮЩЕЙСЯ ЗЕМЛИ

Природа рифтовых зон, образование океанской литосферы и срединно-океанических хребтов, а также сам процесс раздвижения литосферных плит в стороны от этих зон самым естественным образом объясняются с позиций тектоники плит. Более того, объяснение всех этих взаимосвязанных между собою процессов полностью согласовано со строгими законами физики, а большинство из них к настоящему времени изучено и количественно путем решения соответствующих уравнений математической физики.

Наиболее убедительной проверкой теории, как известно, является эксперимент, особенно если таким экспериментом проверяются теоретически предсказанные и неизвестные до того явления и процессы. Ярким примером такой проверки тектоники литосферных плит служат результаты бурения океанского дна, проводимого начиная с 1968 г. по всем акваториям Мирового океана [54]. Эти результаты убедительно подтвердили сделанный в начале и середине 60-х годов один из важнейших выводов теории о том, что возраст океанской коры относительно молодой (не превышает 150 млн. лет) и закономерно увеличивается по мере удаления от рифтовых зон срединно-океанических хребтов (где океанская кора образуется буквально на наших глазах) в сторону континентальных окраин и островных дуг, под которыми более древние участки океанской коры и литосферных плит погружаются в мантию [1, 3, 8, 21, 32, 46, 47]. Столь же наглядные подтверждения новой теории и самого факта раздвижения океанского дна в рифтовых

зонах принесли непосредственные геологические исследования, выполненные в этих зонах с помощью обитаемых подводных аппаратов [11, 29, 37]. В частности, при этом было экспериментально обнаружено и подробно исследовано явление значительного выноса тепла из рифтовых зон циркулирующими по трещинам термальными океанскими водами [30, 49, 62]. Явление это также предсказывалось теорией еще задолго до проведения самих экспериментов [40].

Другим примером проверки теоретического прогноза тектоники литосферных плит могут служить исследования мощности океанской литосферы в зависимости от ее возраста. Из решения уравнения теплопроводности следовало, что мощность океанской литосферы  $H_1$  со временем должна увеличиваться пропорционально корню квадратному из ее возраста  $t$  [39, 58]:

$$H_1 = K\sqrt{t}. \quad (1)$$

Вначале этот закон был получен чисто теоретическим путем, но затем он подтвердился и экспериментальными (в основном сейсмическими) данными [56, 63]. При этом теоретические и эмпирические значения коэффициента  $K$  оказались достаточно близкими (если  $H_1$  выразить в км, а  $t$  — в млн. лет, то  $K_{\text{теор}} \approx 8,5 \div 9,5$ , а  $K_{\text{эм}} \approx 7,5$ ). В дальнейшем выяснилось, что закон (1) универсален и его действие распространяется на древние континентальные плиты [5]. Сейчас зависимость (1) стала общепринятой.

На основе сопоставления решений уравнения теплопроводности, найденных для литосферы разного возраста, с экспериментами по плавлению пиролита, лерцолитов и базальтов [7, 12] удалось определить РТ-условия выплавки базальтовых магм под океанскими литосферными плитами и объяснить тем самым зональность и специфику базальтового магматизма на океанском дне [5]. В частности, таким путем было объяснено, почему в рифтовых зонах выплавляются только толеитовые насыщенные кремнеземом и бедные калием базальты. Связано это с выклиниванием литосферы под океанскими рифтовыми зонами (по закону (1)) и, следовательно, с малой глубиной выплавления и дифференциации под ними базальтовых магм. В противоположность этому под океанскими островами, всегда расположенными только на мощных участках литосферы, выплавляются оливиновые и щелочные базальты.

На основе приведенных теоретических решений и экспериментальных данных удалось построить современную модель строения и развития океанских литосферных плит (рис. 1) [5, 43]. Из этой модели, в частности, следует, что океанская литосфера является расслоенной оболочкой. Помимо слоя океанской коры, в подкоровых частях литосферы выделяются еще три границы, связанные с полиморфными перестройками в минеральных ассоциациях мантийных пород, отмечающие переходы от глаукоклазовых к пироксеновым лерцолитам и далее к шпинелевым и гранатовым лерцолитам. Существование этих границ сейчас подтверждено глубинным сейсмическим зондированием [6, 41, 61].

Ограниченность объема статьи не позволяет нам подробнее останавливаться на рассмотрении приведенных и многих других

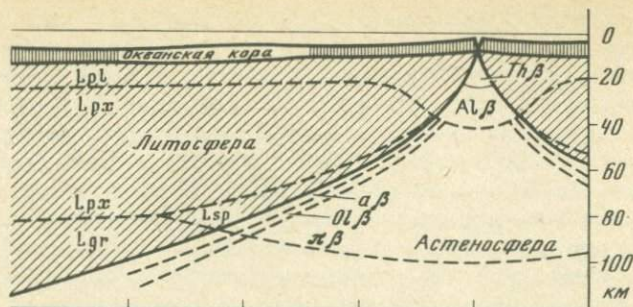


Рис. 1. Строение океанских литосферных плит по данным теории [5]

Области существования лерцолитов: Lpl — плагиоклазовых, Lpx — пироксеновых, Lsp — шпинелевых, Lgr — гранатовых; области выплавления базальтов: Thβ — толеитовых, Alβ — глиноземистых, аβ — щелочных, olβ — оливиновых, πβ — пикритовых

примеров успешного использования теории тектоники литосферных плит для выяснения природы рифтовых зон, тем более что эти примеры уже достаточно широко освещены в специальной литературе. Отметим только, что теоретическая геодинамика сегодня позволяет достаточно уверенно, на строгом современном научном уровне объяснить и тот скрытый от глаз наблюдателя механизм, который приводит в движение литосферные плиты, создает рифтовые зоны и зоны поддвига плит, погружает океанское дно под островными дугами в глубины мантии и воздымает горные сооружения в местах столкновения плит.

Сегодня уже с полной уверенностью можно утверждать, что движения литосферных плит вызываются конвективными течениями вещества в мантии, т.е. чисто эндогенными причинами. Всего вероятнее, конвективные течения в мантии генерируются мощнейшим планетарным процессом гравитационной дифференциации земного вещества на плотное, по-видимому, окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию [14, 15, 38, 60]. Недавно процесс химико-плотностной конвекции в Земле был численно промоделирован на ЭВМ в Институте океанологии АН СССР [13, 16]. Существование конвекции в мантии должно приводить к перемешиванию ее вещества, т.е. к его гомогенизации и к установлению в мантии адиабатического распределения температуры. Недавно эти выводы теории были косвенно проверены путем расчета по данным ударного сжатия плотности океанских лерцолитов при давлениях, господствующих в нижней мантии. Оказалось, что при таких давлениях и адиабатической температуре плотность лерцолитов, поднятых в океанских рифтовых зонах, практически полностью совпадает с плотностью вещества нижней мантии, определенной по сейсмическим данным [5, 33]. Этот результат убедительно говорит об одинаковом среднем составе и адиабатической температуре вещества в верхней и нижней мантии, что и должно наблюдаться при существовании конвективного массообмена в этой оболочке.

Несмотря на приведенные и многие другие явные успехи тектоники литосферных плит в объяснении природы глобальных процессов, управляющих развитием всей Земли в целом, и геологических процессов.

формирующих земную кору со всем многообразием вещественного состава и ее структурных форм [5, 22, 28], до сих пор еще определенную популярность сохраняют и иные гипотезы. Одной из них является гипотеза расширяющейся Земли.

Гипотеза расширяющейся Земли была выдвинута в середине тридцатых годов южноафриканским астрономом Дж.К. Хельмом [52] как альтернатива знаменитой контракционной гипотезы Эли де Бомона. Однако во второй половине нашего века при возрождении идей мобилизма она вдруг приобрела новый смысл — смысл противопоставления идеям тектоники литосферных плит и особенно одному из главных ее положений — понятию субдукции (поддвига литосферных плит).

По мнению сторонников рассматриваемой гипотезы, во время существования вегенеровской Пангеи и ранее размеры Земли были существенно меньше современных, и поэтому вся ее поверхность в то время была покрыта только континентальной корой. В раннем мезозое началась продолжающаяся и сейчас фаза расширения Земли. В результате сплошная континентальная оболочка оказалась разорванной, а между ее осколками — современными континентами, возникли океанские впадины с океанской корой на поверхности.

Учитывая, что сейчас океанская кора занимает примерно две трети земной поверхности, легко рассчитать, что в палеозое по этой гипотезе радиус Земли был приблизительно в 1,7 раза меньше, чем сейчас, и, следовательно, с тех пор объем Земли увеличился примерно в 5 раз (по расчетам О. Хильгенберга [53], палеозойский радиус Земли составлял 69% современного, т.е. примерно равнялся 4400 км).

Гипотеза расширяющейся Земли явно противоречит большинству геологических данных. Не останавливаясь подробно на разборе всех этих противоречий, отметим лишь главные из них. Так, В.Е. Хаин [45] обращает внимание, что рассматриваемая гипотеза совершенно неспособна объяснить непрерывное развитие Тихоокеанского подвижного пояса, который развивается как единое целое с позднего докембрия и до наших дней.

Кроме того, эта гипотеза не дает сколько-нибудь удовлетворительного объяснения происхождению складчатых поясов, в которых определенно преобладают силы сжатия и происходят значительные сокращения поверхности. К этому еще можно добавить, что гипотеза расширяющейся Земли даже не пытается объяснить многие другие важные особенности тектонического развития нашей планеты, например, процессы постепенного формирования крупных платформенных структур, эпиплатформенных орогенных поясов, природу и причинно-следственные связи процессов тектогенеза и магматизма и т.д.

Для некоторых геологов [26, 27, 48] гипотеза расширяющейся Земли является привлекательной из-за ее кажущейся способности объяснения происхождения современных океанских впадин и рифтовых зон только за счет спрединга (раздвижения океанского дна) и совершенно без субдукции (т.е. без поддвига литосферных плит). Однако при ближайшем рассмотрении и эти надежды оказываются чисто иллюзорными. Так, еще в 1968 г. Кс. Ле Пишон [21], изучая основные закономерности движения литосферных плит, показал, что образование

океанских впадин при существовавшей в кайнозой кинематике плит невозможно совместить с равномерным расширением Земли (в крайнем случае пришлось бы предполагать в прошлом существование у Земли резко выраженной грушевидной формы, что, очевидно, невозможно по геодинамическим причинам). Кроме того, все имеющиеся в нашем распоряжении геологические и геофизические данные о строении и геодинамике островных дуг и активных окраин континентов андийского типа (например, [1, 2, 5, 9, 17] и многие другие работы) не оставляют сомнений в реальности процесса поддвига плит, т.е. как раз того процесса, который все еще продолжают игнорировать сторонники рассматриваемой гипотезы. Наконец, после проведения буровых работ у подножия Малой Антильской островной дуги были получены и прямые геологические доказательства существования процесса субдукции, сопровождаемого затягиванием осадков в зоны поддвига плит [44, 50]. Не учитывать эти данные сегодня уже нельзя.

Рассмотрим теперь те несоответствия, к которым приводит эта гипотеза с позиций современной физики и астрофизики. Прежде всего в этом аспекте необходимо выяснить, что же за физические причины могли вызвать внезапное и столь значительное расширение Земли?

Перечень предполагаемых "механизмов" расширения Земли приводится, например, в работах Е.Е. Милановского [26, 27]. В качестве одного из них сторонники рассматриваемой гипотезы допускают, что увеличение объема Земли и других небесных тел во времени сопровождалось пропорциональным ростом их массы. Отвлекаясь сейчас от того, что этот "механизм" совершенно не укладывается в современные физические представления о строении окружающего нас мира, посмотрим, к каким последствиям такое увеличение массы небесных тел могло бы привести, если бы, конечно, оно реально существовало.

Предполагаемый "механизм", естественно, должен был бы действовать не только на Землю, но и на Солнце. Однако светимость звезд, находящихся, как и Солнце, на главной последовательности своего развития, пропорциональна четвертой степени их массы [23]. Если радиус Земли, согласно предположению, действительно увеличился бы в 1,7 раза, то по рассматриваемому "механизму" за это же время (т.е. после палеозоя) масса всех небесных тел должна была бы возрасти в  $1,7^3 \approx 5$  раз, а светимость Солнца — в  $1,7^{12} \approx 580$  раз! Одновременно с этим в те далекие времена Земля должна была бы находиться значительно дальше от Солнца, чем теперь. Действительно, радиусы планетных орбит, как известно, определяются решением задачи Кеплера. В простейшем случае круговой планетной орбиты ее радиус

$$R = K / \gamma m^2 M, \quad (2)$$

где  $K$  — момент количества движения планеты;  $m$  — масса планеты;  $M$  — масса Солнца;  $\gamma$  — гравитационная постоянная.

Если в таком необычном мире все же продолжает действовать закон сохранения момента количества движения и  $K = \text{const}$ , то это значит, что Земля в палеозой была в  $1,7^6 \approx 24$  раза дальше от Солнца, чем сейчас, т.е.

располагалась где-то между современными орбитами Урана и Нептуна. Естественно, что в таких условиях, когда на Землю падало бы примерно в 340 тыс. раз меньше солнечного тепла, чем теперь, ни о какой жизни в палеозое и говорить не приходится.

В качестве второго предположения о "механизме", которым, кстати, оперирует большинство сторонников рассматриваемой гипотезы [53, 55], расширение Земли произошло благодаря уменьшению значения гравитационной постоянной  $\gamma$ . Предположение о возможности изменения этой постоянной в 30-х годах было высказано известным английским физиком П. Дираком. Основываясь на принципе Маха, предполагающего, что состояние всей Вселенной в целом может влиять на законы физики, действующие в ее локальных участках, П. Дирак сопоставил друг с другом некоторые большие числа (например, число нуклонов во Вселенной  $N \approx 4 \cdot 10^{79}$  и обратный квадрат гравитационного взаимодействия таких нуклонов  $f^{-2} \approx 10^{80}$ ) и был удивлен их совпадением. На этом основании П. Дирак записал соотношение, связывающее постоянную Хаббла, характеризующую скорость расширения Вселенной в данный момент времени, с гравитационной постоянной  $\gamma$ , постоянной Планка, скоростью света и массой протона. Но постоянная Хаббла со временем меняется (она обратно пропорциональна возрасту Вселенной в каждый данный момент времени). Отсюда делается вывод, что меняется и одна из постоянных, связанных соотношением Дирака с постоянной Хаббла. В качестве такой переменной величины П. Дирак выбрал гравитационную постоянную. По этому поводу известные советские астрофизики Я.Б. Зельдович и И.Д. Новиков [10, с. 671] говорят: "Надо подчеркнуть, что такое предположение требует откровенного отказа от современной физической теории. В пользу такой концепции нет никаких других аргументов, кроме упомянутого совпадения" больших чисел. Но даже по гипотезе П. Дирака за всю жизнь Земли гравитационная постоянная не могла измениться более чем в 1,5—2 раза, что в пересчете на мезозой и кайнозой дает изменение не более 2—3%.

Тем не менее опять отвлекаясь от явных противоречий гипотезы с многократно проверенными на опыте нашими представлениями о физическом мире, сегодня мы можем с большой точностью рассчитывать все те последствия, которые произошли бы с Землей, Солнцем, Солнечной системой и вообще со всей окружающей нас Вселенной, если бы гравитационная постоянная действительно существенно менялась со временем.

Так, предположим, что сторонники рассматриваемой гипотезы правы, и Земля за последние 220—250 млн. лет действительно расширилась столь существенно, что ее радиус увеличился в 1,7 раза. Как для такого разуплотнения земного вещества должна измениться гравитационная постоянная  $\gamma$ ? Сегодня мы достаточно хорошо знаем по экспериментальным данным уравнение состояния земного вещества, т.е. зависимость плотности вещества  $\rho$  от давления  $P$  и температуры  $T$ . Эти наши знания базируются на сейсмических данных по распространению упругих волн в теле Земли и на опытах с ударным сжатием силикатов. Точность знания параметров уравнения  $\rho(P, T)$  сейчас достигает  $2 \div 4\%$ .

Следовательно, все оценки изменения  $\gamma$ , вызывающие требуемые изменения объема Земли, оказываются достаточно надежными.

Для количественной проверки гипотезы расширяющейся Земли можно провести соответствующие расчеты, используя для этого аппарат современной математической физики и наиболее точные распределения плотности и температуры в Земле. В качестве исходных уравнений возьмем известные соотношения гидростатики:

$$\begin{aligned} dp/dr &= -\gamma m / r^2 dP / dp, \\ dm/dr &= 4\pi r^2 \rho, \end{aligned} \quad (3)$$

где  $r$  — текущий радиус с началом в центре Земли;  $m$  — масса, заключенная в сфере с радиусом  $r$ ;  $P$  и  $\rho$  — соответственно давление и плотность земного вещества на уровне  $r$ . Будем предполагать также, что ниже литосферной оболочки температура в Земле меняется по адиабатическому закону (такое распределение температуры автоматически получается для Земли, охваченной химико-плотностной конвекцией, о чем уже говорилось в начале статьи).

В этом случае уравнение состояния земного вещества в пределах каждого из однородных слоев можно выразить простой параболической функцией [14, 15]:

$$P = ar^2 + b, \quad (4)$$

в явной форме не зависящей от температуры, а частные решения исходных уравнений гидростатически записать в форме [5, 15]:

$$\begin{aligned} \rho_1(r) &= \sin Cr / r, \\ m_1(r) &= 4\pi / C^2 [\sin Cr - Cr \cos Cr], \\ \rho_2(r) &= \cos Cr / r, \\ m_2(r) &= 4\pi / C^2 [\cos Cr + Cr \sin Cr], \end{aligned} \quad (5)$$

где  $C = \sqrt{2\pi\gamma/a}$ .

При этом общее решение для каждого из однородных слоев будет равно сумме частных решений

$$\begin{aligned} \rho(r) &= \alpha_1 \rho_1(r) + \alpha_2 \rho_2(r), \\ m(r) &= \alpha_1 m_1(r) + \alpha_2 m_2(r), \end{aligned} \quad (6)$$

где коэффициенты  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  находятся при сшивке решений на границах однородных слоев по условиям постоянства массы Земли.

По нашей просьбе Л.М. Наймарк составил соответствующие программы и по уравнениям (3)—(6) произвел расчеты зависимости внешнего радиуса Земли от значения гравитационной постоянной. Принятое в расчетах трехслойное распределение  $\rho(r)$  приведено на рис. 2 в сопоставлении с плотностным разрезом Земли, построенным по сейсмическим данным. На рис. 3 показан вычисленный плотностной разрез "сжатой" Земли, радиус которой в  $\sqrt{3}$  или примерно в 1,7 раза меньше радиуса современной Земли. Как показывают расчеты, при этом плотность в ее центре резко возрастает, достигая значений  $152 \text{ г/см}^3$ . Столь же резко возрастает давление — до 930 Мбар, а температура — до нескольких сотен тысяч градусов.

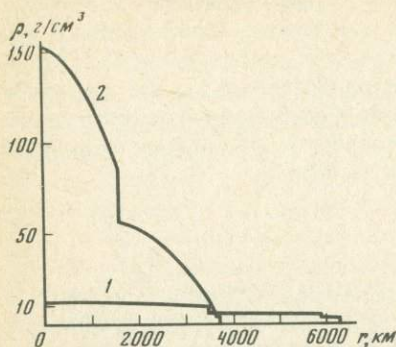


Рис. 2. Сопоставление принятой для расчета плотностной модели Земли (1) с распределением плотности в Земле, построенным по сейсмическим данным и данным ударного сжатия силикатов, окислов железа и железа [5] (2)

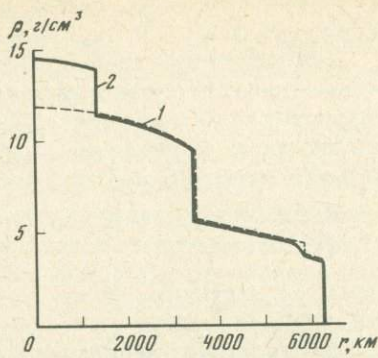


Рис. 3. Распределение плотности в реальной Земле (1) и в "сжатой" Земле (2) при  $\gamma = 11,8$

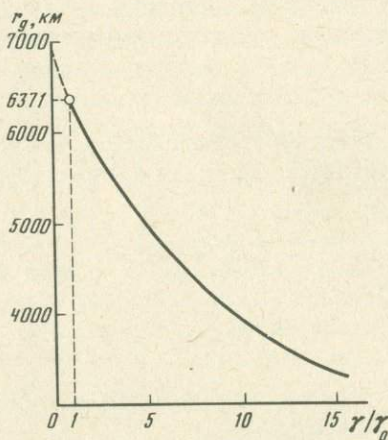


Рис. 4. Зависимость радиуса Земли от значения гравитационной постоянной  $\gamma$

Найденная зависимость радиуса Земли  $r_g$  от значения гравитационной постоянной  $\gamma$  изображена на рис. 4. Из приведенной кривой видно, что для сжатия Земли в требуемых гипотезой масштабах, т.е. примерно в 5 раз по объему, или в 1,7 раза по радиусу, необходимо увеличить гравитационную постоянную в 11,8 раза. При этом ускорение силы тяжести на поверхности Земли

$$g = \gamma m_g / r_g^2 \quad (7)$$

возрастает примерно в 35 раз (здесь  $m_g$  — масса Земли). Естественно, что в таких условиях развитие высокоорганизованной жизни на поверхности Земли (вне водной среды) просто невысказимо, даже насекомые не выдержат этой нагрузки. Предельные высоты гор и глубины океанских впадин на такой планете не превышали бы 200—250 м, а следовательно, на ней не было бы и самой суши.

Отметим здесь же, что аналогичный результат был получен еще в 1963 г. Б.Ю. Левиным и В.С. Сафроновым [20], использовавшими приближенное уравнение состояния земного вещества. По их расчетам, гравитационная постоянная от начала расширения Земли должна была уменьшиться в 10 раз.

Учтем теперь, что благодаря изменению  $\gamma$  должны были бы измениться и орбиты движения планет. В частности, сама Земля согласно уравнению (2) и закону сохранения момента количества движения должна была бы в палеозое располагаться в опасной близости к Солнцу — примерно в 12 раз ближе к нему, чем теперь. В этом странном мире резко увеличилась бы и светимость Солнца, так как по теории внутреннего строения звезд [10, с. 671] "светимость Солнца также зависит от  $\gamma$ , притом весьма сильно — приблизительно как  $\gamma^7$ . Таким образом, количество солнечного тепла, падающее на единицу поверхности Земли, в теории с переменным  $\gamma$  меняется как  $\gamma^9$ , а это значит, что в палеозое на Землю падало бы примерно в 4,4 млрд. раз больше тепла, чем сегодня! Этого более чем достаточно для полного испарения Земли.

Но и этого мало. Звезды с большой массой, превышающей солнечную примерно в 5—10 раз, неустойчивы и быстро эволюционируют, заканчивая свое существование гигантским взрывом "сверхновой" и превращением в нейтринные звезды и черные дыры. Аналогичное ускорение эволюции звезд должно происходить и при больших  $\gamma$ . Поэтому в таком кошмарном мире наше Солнце должно было бы тоже взорваться и превратиться в черную дыру уже через несколько миллионов лет после своего рождения. Остатки же испарившейся Земли частично были бы развеяны этим взрывом по межзвездному пространству, а частично — втянуты в черную дыру.

Наконец, по мнению Е.Е. Милановского [27, с. 49], "можно допустить, что радиус Земли после завершения эпохи аккреции увеличился и продолжает увеличиваться без сколько-нибудь заметного возрастания ее массы за счет исключительно разуплотнения вещества в результате тех или иных процессов в ее недрах". Один из таких механизмов разуплотнения Земли (за счет изменения гравитационной постоянной) мы только что рассмотрели выше.

По другому, на этот раз более физическому механизму причиной расширения Земли мог быть ее разогрев. Однако эффект этого воздействия очень ограничен, поскольку коэффициенты теплового расширения земного вещества исключительно малы — порядка  $10^{-5}$  град<sup>-1</sup>. Поэтому на каждые 100 градусов разогрева Земли мы имели бы увеличение ее радиуса на 6—10 км. Если принять для фазовых переходов в мантийном веществе средний градиент давления равным 20—30 бар/град [36], то это же изменение температуры вызовет увеличение радиуса еще на 5—6 км, а его суммарное изменение составит 10—15 км на каждые 100°С разогрева мантии.

Для сравнения отметим, что если бы Земля со времени палеозоя вообще не теряла тепла, генерируемого в ее недрах, то средняя температура Земли за это время повысилась бы не более чем на 50°С. Фактически же, судя по составу базальтов, начиная примерно с протерозоя

средняя температура мантии практически (с точностью до первых десятков градусов) совпадала с современной мантийной температурой (в этом сказывается исключительно большая эффективность процесса терморегулировки Земли за счет конвективного массообмена в ее недрах). Для расширения же Земли до требуемых по гипотезе размеров необходимо не только полностью расплавить все ее вещество, но даже и частично испарить его.

Можно отметить еще один возможный механизм расширения Земли — это процесс дифференциации ее недр с выделением в центре расплавленного окисно-железного ядра. Связано это с тем, что после дифференциации земного вещества оно становится более легким. Поэтому должна несколько возрастать и мощность верхней мантии с ее менее плотными минеральными ассоциациями. Однако такое расширение Земли само по себе незначительно (не превышает 50—60 км) и во многом компенсируется эффектом сокращения объема Земли за счет самого процесса дифференциации и разделения фаз, приводящего к уменьшению земного радиуса примерно на 30—40 км. Очевидно, что на тектонической жизни нашей планеты ее суммарное расширение на 10—20 км, плавно развивавшееся в течение 4 млрд. лет на фоне интенсивных горизонтальных перемещений литесферных плит, вообще никак не сказалось.

Других физически обоснованных механизмов (кроме теплового и дифференциального) разуплотнения Земли просто не существует, и наши знания физики позволяют это утверждать с большой убежденностью.

Иногда для объяснения расширения Земли привлекают модель "изначально гидридного состава земного вещества", активно пропагандируемую В.Н. Лариным [18, 19]. В основе этой модели лежит предположение, что первичное вещество Земли состояло из гидридов металлов и растворов водорода в металлах. Затем, после дегазации водорода, часть металлов соединилась с кремнием, образовав силициды (безкислородные интерметаллические соединения), из которых сейчас и сложена мантия. Предполагается, что сжимаемость гидридов значительно выше, чем силицидов, поэтому в процессе превращения гидридов в силициды и произошло расширение Земли, да еще и очень значительное — в 1,8 раза.

К сожалению, гипотеза "изначально гидридной Земли" базируется на нескольких ошибочных положениях. Первое из них — неправильно определенная закономерность дифференциации элементов и твердых частиц в протопланетном облаке, из которого образовалась наша Земля и другие планеты Солнечной системы. В частности, в модели гидридной Земли принимается, что земное вещество резко обогащено по сравнению с каменными метеоритами щелочами и другими элементами с низкими потенциалами ионизации и обеднено кислородом, железом и т.д.

Эта закономерность выделена В.Н. Лариным на основе сравнения составов ультраосновных пород, слагающих офиолитовые комплексы, и континентальных базальтов с составом каменных метеоритов. Но, как известно [17, 34], офиолитовые покровы представляют собою

фрагменты древней океанской коры, надвинутой на континентальную кору. Следовательно, прежде чем попасть на дневную поверхность, эти мантийные по происхождению породы проходят сложнейший путь геохимического развития, начиная от гидратации океанскими водами в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов и кончая их "промывкой" термальными водами над зонами поддвига плит [5]. Поэтому состав таких пород существенно искажается. По рассеянным и подвижным элементам он вообще никак не отвечает их мантийным концентрациям, но характеризует скорее направленность и степень метасоматических преобразований ультраосновных пород в приповерхностных условиях Земли.

Аналогично этому составы континентальных базальтов существенно зависят от глубины их выплавки и условий контаминации в земной коре. Кроме того, методически совершенно неверно реконструировать "мантийные" составы, смешивая ультраосновные породы из офиолитовых покровов, сформировавшихся в океанских рифтовых зонах на глубинах около 10—15 км, с континентальными базальтами, выплавившимися под континентами на глубинах, превышающих 50—100 км.

В результате в работах [18, 19] сделаны неверные, на мой взгляд, выводы о распространенности отдельных элементов в Земле и Солнечной системе. Более корректные расчеты, выполненные П. Гастом [4], Б. Мейсоном [24] и другими геохимиками, учтивывавшими приведенные выше соображения, показывают, что дело обстоит как раз наоборот, чем это приводится в модели "гидридной" Земли. В действительности Земля не обогащена, а резко обеднена летучими элементами и элементами с низкими потенциалами ионизации, т.е. K, Rb, U, Ba и Th (в построениях В.Н. Ларина концентрация этих элементов оказалась завышенной в 30—80 раз). Это и понятно, поскольку взаимодействие магнитного поля вращающегося Солнца еще на ранних стадиях существования протопланетного облака должно было бы выбросить на периферию Солнечной системы все легко ионизирующиеся элементы, а не сохранять их в центральных частях этой системы, как полагает В.Н. Ларин. Такие элементы могли сохраниться в областях формирования Земли лишь в виде соединений (например, окислов) и в составе твердых частиц. Аналогично этому практически все летучие соединения и элементы, в том числе и водород, должны были выметаться из окрестностей Солнца световым давлением его излучения и солнечным "ветром".

Ошибочность рассматриваемого исходного положения "гидридной" модели особенно наглядно проявляется при расчетах энергетического баланса Земли. Так, если принять приведенные в [19] отношения концентраций радиоактивных элементов в метеоритах и Земле (соответственно для K = 0,15, U = 0,05 и Th = 0,03) и принять метеоритный стандарт концентраций этих элементов по Г. Макдональду [57] ( $U = 1,0 \cdot 10^{-8}$ ,  $Th = 4 \cdot 10^{-8}$  и  $K = 8 \cdot 10^{-4}$ ), то оказывается, что по "гидридной" модели в земных недрах сейчас должно генерироваться около  $57 \cdot 10^{20}$  эрг/с радиогенной энергии или примерно в 13—14 раз больше, чем ее теряется с тепловым излучением нашей планеты (приблизительно  $4,2 \cdot 10^{20}$  эрг/с [40]). Фактически же, как это следует из энергетиче-

ческих оценок теплового баланса Земли [31], в ее недрах сейчас генерируется только  $1,13 \cdot 10^{20}$  эрг/с радиогенной энергии, т.е. примерно в 50 раз меньше, чем по модели "гидридной" Земли (при таком напряженном энергетическом режиме "гидридной" Земли она уже давно бы расплавилась).

Второй ошибочной посылкой в этой модели является умозрительное предположение о большей сжимаемости при высоких давлениях гидридов металлов по сравнению с самими металлами или их окислами. Нет ни одного экспериментального факта, подтверждающего это положение. Теоретически же должна наблюдаться прямо противоположная картина, поскольку водородные связи в гидридах являются наименее прочными и обычно не превышают 10—30 ккал/моль. Поэтому они должны нарушаться даже при сравнительно малых давлениях, а при высоких давлениях могут существовать только растворы водорода в металлах со структурами внедрения. Сжимаемость же таких растворов должна быть меньшей, чем чистых металлов или их окислов, поскольку при одном и том же объеме вещества в первом случае его масса оказывается большей. При такой ситуации водородная "дегазация" Земли должна была бы сопровождаться не ее расширением, а сжатием, т.е. все как раз наоборот, чем в "гидридной" модели.

Заметим попутно, что "рыхлые" гидриды с повышенной сжимаемостью действительно существуют (например, газообразные при обычной температуре и давлении кремневодороды), но их плотность при этом оказывается существенно более низкой, чем у кристаллов самого элемента [35]. Гидриды же с большими плотностями, чем плотности породивших их металлов, как правило, представляют собой кристаллические структуры с плотнейшей упаковкой атомов металлов, в октаэдрических и тетраэдрических межатомных пространствах которых располагаются протоны, как это, например, наблюдается у гидридов щелочно-земельных металлов [35]. Однако сжимаемость таких гидридов уже оказывается меньшей, чем самих металлов.

Необходимо обратить внимание также, что модель "гидридной" Земли ни разу не сопоставлялась с построенными по сейсмическим данным распределениями плотности в Земле, поскольку отсутствуют и сами эксперименты по ударному сжатию гидридов. Поэтому по меньшей мере странно звучит утверждение, будто эта модель "согласована с современными данными по физике ядра и мантии планеты" [19, с. 18]. Наконец, необходимо помнить, что гидриды ни разу не были встречены ни в одном из метеоритов, попавших на Землю, а кажущаяся водородная "дегазация" Земли в большинстве вулканических поясов мира самым естественным образом объясняется окислением двухвалентного железа за счет диссоциации грунтовых и морских вод, выпадающих на контакт с горячими магмами.

Столь же противоречива и гипотеза пульсирующей Земли [26, 27]. Для ее обоснования часто привлекают примеры чередования периодов расколов континентов с периодами их сжатия и образования складчатых поясов. Если рассматривать всю Землю в целом, включая все континенты и океаны, то такого чередования периодов преимущественных растяжений и сжатий вообще не наблюдается. Для любых

периодов общая площадь наращивания литосферы в рифтовых зонах всегда строго равна площади тех участков, которые за это же время погружаются в мантию под островными дугами и активными окраинами континентов андийского типа [5]. Поэтому наблюдаемые на континентах изменения режимов их тектонического развития совершенно неверно связывать с периодическими пульсациями размеров Земли, но всегда необходимо помнить, что компенсационные им деформации с обратным знаком происходят в океанских бассейнах — рифтовых зонах и зонах поддвига плит.

Также несостоятельной оказывается ссылка на существование глобальных трансгрессий и регрессий моря, якобы доказывающих пульсацию размеров Земли [26, 27]. В действительности это хорошо известное геологам явление впервые было не только объяснено, но и количественно рассчитано именно с точки зрения тектоники литосферных плит [5, 25, 42, 51, 59]. Связано это явление с периодическими изменениями скорости раздвижения океанского дна и, как результат этого, с изменениями объемов срединно-океанических хребтов, а следовательно, и объемов самих океанских впадин [5]. Кроме того, эвстатические колебания уровня океанов, как известно, вызываются и возникновением или таянием ледниковых покровов.

Не существует и реальных физических механизмов, способных приводить к заметным пульсациям размеров Земли. Так, упоминавшийся выше процесс дифференциации земного вещества однонаправлен во времени и не приводит даже к малым колебаниям радиуса Земли. Колебания же внутренней температуры Земли всего вероятнее не превосходят нескольких десятков градусов [31] и поэтому могут вызвать изменения ее радиуса лишь на единицы километров.

Наконец, опять отвлекаясь от физической обоснованности предположения о непостоянстве гравитационной постоянной  $\gamma$ , допустим, что это возможно, и посмотрим, насколько должна измениться эта постоянная, для этого чтобы земной радиус время от времени менялся, скажем на  $\pm 100$  км. Расчет по формулам (3) — (6) показывает, что такие колебания радиуса могут происходить при сравнительно небольших изменениях — в пределах от 0,8 до 1,2 ее современного значения  $\gamma_0$ . Примерно в этих же пределах будет меняться и ускорение силы тяжести. Однако падающий на Землю поток солнечной энергии при этом изменится уже более существенно — как  $(\gamma/\gamma_0)^9$ , т.е. от 0,1 до 7 раз.

Для сравнения отметим, что на единицу поверхности Венеры приходится примерно в 2 раза больше солнечного тепла, чем на такую же площадь Земли. И этого уже более чем достаточно для того, чтобы вызвать на этой планете необратимый парниковый эффект и поднять температуру ее поверхности до  $470^\circ\text{C}$ . До Марса доходит примерно в 2,3 раза меньше солнечного тепла, и в результате эта планета замерзла так, что даже углекислота зимой твердеет.

То же самое происходило бы и с "пульсирующей" Землей — ее то в жар бросало бы, то в холод. И наше великое счастье, что Земля не расширяется и не пульсирует. А если говорить серьезно, то весь геологический материал, характеризующий условия климата на Земле, начиная

с архея и до наших дней, бесспорно свидетельствует о том, что гравитационная постоянная, во всяком случае с точностью до единиц процентов, оставалась действительно постоянной.

Можно было бы еще долго продолжать перечислять и разбирать явные и скрытые противоречия рассматриваемых гипотез. Но и сказанного вполне достаточно, чтобы показать, что ни одна из рассмотренных моделей "расширяющейся" или "пульсирующей" Земли не выдерживает критики. Таким образом, в объяснении природы рифтовых зон у теории тектоники литосферных плит, по-прежнему, сегодня альтернативы не существует.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974, с. 133—179.
2. Бондаренко Б.А., Гаркаленко И.А., Журавлев А.В. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, N 1, с. 63—65.
3. Вайн Ф., Мэтьюс Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами. — В кн.: Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974, с. 32—37.
4. Гаст П.В. Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов. — В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975, с. 23—41.
5. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика / Под ред. О.Г. Сорохтина. М.: Наука, 1979. 416 с.
6. Городницкий А.М. Строение океанической литосферы по геолого-геофизическим данным. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, N 7, с. 17—27.
7. Грин Д., Ринггауд А. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 103—112.
8. Диц Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна. — В кн.: Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974, с. 26—32.
9. Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974, с. 191—219.
10. Зельдович Я.Б., Новиков И.Д. Строение и эволюция Вселенной. М.: Наука, 1975. 735 с.
11. Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. — Геотектоника, 1981, N 2, с. 3—22.
12. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
13. Кеонджян В.П., Личнов Е.Г. Феноменологическая модель конвекции в мантии с растущим ядром. — В кн.: Проблемы теоретической геодинамики и тектоники литосферных плит. М., 1981, с. 55—61.
14. Кеонджян В.П., Монин А.С. Модель гравитационной дифференциации недр планет. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, N 4, с. 825—828.
15. Кеонджян В.П., Монин А.С. Расчет эволюции недр планет. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, N 4, с. 3—13.
16. Кеонджян В.П., Монин А.С. О концентрации конвекции в земной мантии. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, N 1, с. 78—81.
17. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
18. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
19. Ларин В.Н. Новая геохимическая модель Земли. — Природа, 1981, N 12, с. 5—18.
20. Левин Б.Ю., Сафронов В.С. О статье Д.Д. Иваненко и М.У. Шагитова "О гипотезе расширения Земли". — Вестн. МГУ. Сер. 3, Физика, астрономия, 1963, N 4, с. 17—23.
21. Ле Пшон Кс. Спрединг океанического дна и дрейф континентов. — В кн.: Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974, с. 93—133.

22. *Ле Пишон Кс., Франто Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
23. *Марьинов Д.Я.* Курс общей астрофизики. М.: Наука, 1971. 616 с.
24. *Мейсон Б.* Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 311 с.
25. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 273 с.
26. *Милановский Е.Е.* Расширение и пульсация Земли — возможный ключ к пониманию ее тектонического развития в фанерозое. — Природа, 1978, N 7, с. 22—34.
27. *Милановский Е.Е.* Расширяющаяся и пульсирующая Земля. — Природа, 1982, N 8, с. 46—59.
28. *Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
29. *Монин А.С., Зоненшайн Л.П., Литвин В.М., Сорохтин О.Г.* О структуре Красноморского рифта. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, N 5, с. 1198—1202.
30. *Монин А.С., Плахин Е.А., Стунжас П.А.* О расслоении горячих располов впадины Атлантик-II. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, N 2, с. 458—462.
31. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Тепловая эволюция Земли при объемном механизме дифференциации ее недр. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, N 1, с. 63—67.
32. *Морган В.* Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры. — В кн.: Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974, с. 68—93.
33. *Наймарк Л.М., Сорохтин О.Г.* Распределение плотности в модели Земли с лерцолитовым составом мантии и окисно-железным ядром. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М., 1977, с. 28—41.
34. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, N 4, с. 5—23.
35. *Ремп Г.* Курс неорганической химии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. Т. 1. 920 с.
36. *Рингауд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
37. *Риффо К., Ле Пишон Кс.* Экспедиция "FAMOUS". Л.: Гидрометеоздат, 1979. 223 с.
38. *Сорохтин О.Г.* Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, N 7, с. 55—66.
39. *Сорохтин О.Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, N 6, с. 1338—1341.
40. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
41. *Сорохтин О.Г.* Тектоника литосферных плит и природа слоев океанической земной коры. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, N 2, с. 50—59.
42. *Сорохтин О.Г.* Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий. — В кн.: Проблемы палеогеологии. М.: Наука, 1976, с. 59—69.
43. *Сорохтин О.Г., Городницкий А.М.* Океанический рифтогенез и подводный вулканизм. — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 83—88.
44. *Сузюмов А.Е.* Бурение скважин на подножии Малых Антильских островов (рейс 78 А "Гломар Челленджер"). — Природа, 1982, N 6, с. 65—67.
45. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
46. *Хейцлер Дж., Диксон Г., Херрон Е.* и др. Морские магнитные аномалии, инверсии геомагнитного поля и движения океанического дна и континентов. — В кн.: Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974, с. 38—57.
47. *Хесс Г.* История океанических бассейнов. — В кн.: Новая глобальная тектоника: Тектоника плит. М.: Мир, 1974, с. 9—26.
48. *Carey W.S.* The tectonic approach to continental drift. University of Tasmania, 1958. 177 p.
49. *Corliss J.B., Dymond J., Goldon L.J.* Submarine thermal springs on the Galapagos rift. — Science, 1979, vol. 203, N 4385.
50. *Glomar Challenger operations. Leg 78 A. Eastern Caribbean Sea.* — Joides J., 1981, vol. 7, N 2, p. 10—21.
51. *Hayes J.D., Pitman III W.C.* Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. Columbia, 1973.
52. *Halm J.K.E.* An astronomical aspect of evolution of the Earth. — J. Astron. Soc. S. Afr., 1935, vol. 4, p. 1—28.
53. *Hilgenberg O.* Vom wachenden Erdball. В., 1933.
54. *Initial reports of the DSDP.* Wash., 1969—1982. Vol. 1—30.

55. *Jordan P.* *Schwerkraft und Weltall.* 2. Aufl. Views; Brunswick, 1955.
56. *Leeds A.R., Knopoff L., Kansel E.G.* Variations of upper mantle structure under the Pacific ocean. — *Science*, 1974, vol. 186, N 11, p. 141.
57. *MacDonald G.J.F.* Calculations on the thermal history of the Earth. — *J. Geophys. Res.*, 1959, vol. 64, N 11.
58. *Parker R.L., Oldenburg D.W.* Thermal model of ocean ridges. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973, vol. 242, p. 137—139.
59. *Pitman W.C., Hayes J.D.* Upper Cretaceous spreading rates and the great transgression. — *Geol. Soc. Amer. Abstr.*, 1973, vol. 5, N 7, p. 728.
60. *Runcorn S.K.* Convection currents in the Earth's mantle. — *Nature*, 1962, vol. 195, p. 1248—1249.
61. *Shymamura H., Asada T.* Observation of earthquakes and explosion at the bottom of the western Pacific structure of oceanic lithosphere. — *Experiment. Geophys. mon.* Tokyo, 1978, vol. 19.
62. *Spies F.N., Macdonald K.S., Atwater T.* East Pacific rise: hot springs and geophysical experiments. — *Science*, 1980, vol. 207, N 4438.
63. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 25, p. 305—312.

УДК 551.242.1:251.242.51(67)

В.Г.КАЗЬМИН

## РАЗВИТИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ И ВУЛКАНИЗМ

Образование и ранние стадии развития рифтовых зон обычно сопровождаются вулканизмом большей или меньшей интенсивности. Это правило, однако, является далеко не универсальным — в ряде современных и палеорифтовых зон проявления вулканизма практически отсутствуют (рифт Ньяса, Байкал, некоторые палеорифты). Как было отмечено многими исследователями [9 и др.], внутри рифтов вулканические породы распределены неравномерно, приурочены к участкам пересечения рифтовых разломов и поперечных трещин. Логично предполагать, что одним из ведущих факторов, контролирующих объем рифтового вулканизма, является проницаемость рифтовой зоны, которая может быть наиболее объективно оценена величиной общего раздвижения. Важным параметром, характеризующим проницаемость рифтовой зоны, служит скорость расширения, причем, учитывая импульсный характер рифтогенеза, наибольшую ценность могли бы иметь данные о мгновенных скоростях. К сожалению, для континентальных рифтов такие данные весьма ограничены.

Можно с достаточным основанием предполагать, что не только объем, но и состав рифтовых вулканитов в значительной степени контролируется масштабом и скоростью раскрытия рифтовой зоны, поскольку эти факторы должны неизбежно влиять на глубину образования родоначальной магмы, а также на степень ее эволюции по пути к поверхности. Попытаемся проверить выдвинутые предположения на примере наиболее хорошо изученных рифтовых систем, находящихся на ранней стадии развития. В Африкано-Аравийской рифтовой системе (рис. 1, см. вкл.) минимальной степенью

раскрытия характеризуется, по-видимому, рифт. оз. Ньяса (Малави), ограниченный с запада крутыми сбросовыми уступами. По восточному борту амплитуда сбросов значительно меньше, а в центральной части грабена нарушений практически нет. Расширение, связанное с опусканиями по краевым сбросам, было, очевидно, минимальным и не превышало 2—3 км. Вулканическая активность в рифте Ньяса не наблюдается. Аналогичное положение характерно для рифта оз. Байкал, где отмечаются скорости раскрытия порядка 0,07—0,1 см/год, а общее раскрытие с плиоцена составляет 7—10 км [4]. Интересно, что и Ньяса, и Байкал характеризуются быстрым и очень значительным погружением дна рифта (образование глубоководных некомпенсированных впадин). Такое погружение должно сопровождаться своего рода "заклиниванием" рифтовой зоны, а это приводит к полной потере проницаемости.

Западный рифт Восточной Африки отличается в общем близким масштабом расширения. По данным Е.Е. Милановского [1], общее расширение здесь меньше 10 км, вероятно, около 5 км. Если считать, что основное расширение произошло за последние 10 млн. лет, то средняя скорость составит 0,05—0,1 см/год. Здесь известны вулканические проявления, хотя осадочные породы в выполнении рифта резко преобладают. Характерно, что вулканизм не распределен равномерно по всей длине рифтовой зоны, а приурочен к относительно поднятым перемычкам, разделяющим отдельные грабены [1, 7]. Наиболее вероятно, что концентрация вулканизма в зонах локальных поднятий связана с внедрением мантийных пород и формированием магматических очагов на участках максимальной проницаемости, т.е. в местах пересечения разломов различного направления. Именно к таким пересечениям приурочены вулканические поля Западного рифта.

В большинстве из них развиты вулканические породы с резко повышенной щелочностью, и лишь для поля Южное Киву характерны щелочные базальты и их дифференциаты. В общем щелочность вулканитов снижается при движении с севера на юг вдоль рифтовой зоны, и одновременно увеличивается их возраст. Так, в самой северной вулканической провинции (поля Порт Фортал, Буньяругуру, Катунга и др.) вулканизм в основном голоценовый. В вулканическом поле Северное Киву, или Вирунга, извержения начались в раннем плейстоцене или даже плиоцене, а в поле Южное Киву — в позднем миоцене (не говоря уже о базальтах олигоцена или даже эоцена, недавно обнаруженных в пределах этого же поля [15]). Подобное распределение пород может указывать на более раннее начало раскрытия южной части рифтовой зоны. Если это так, то увеличение щелочности вулканитов в северном направлении совпадает с уменьшением величины общего раздвижения.

Вулканы Западного рифта представлены двумя сериями: натровой и калиевой [1], причем обе серии характеризуются большими глубинами образования магм, превышающими, вероятно, 100 км [3, 22].

Кроме Западного рифта, небольшие по объему поля щелочных

и ультращелочных вулканитов встречаются в Восточной Африке в рифтах Кавирондо, Стефания, Рудольф (Туркана) и Тана. Во всех случаях речь идет о рифтовых структурах с очень незначительным раздвижением. В рифте Кавирондо развиты интрузии щелочных основных пород и карбонатитов, в остальных рифтах — отдельные поля щелочных базальтов, трахитов, базанитов, тефритов. Развитие щелочных вулканических комплексов с карбонатитами характерно также для грабена Осло, Верхнерейнского грабена, грабена Лимани [9, 24], отличающихся столь же незначительным масштабом расширения. Развитие грабена Осло, например, ограничилось самой начальной стадией. Такая же картина наблюдается и в Рейнском грабене с суммарным расширением 4,8 км за время с позднего зоцена.

В целом приуроченность щелочных пород к рифтам с малым (менее 10, обычно около 4—5 км) раздвижением не вызывает сомнения.

Большинство проявлений вулканизма во внутренних частях континентов связано с зонами крупных разломов растяжения, в пределах которых геодинамические условия, очевидно, близки к условиям в рифтах с малым масштабом раздвижения. В этом плане показателен пример Северной Африки и Аравии (рис. 2), где наблюдается множество небольших центров и полей развития мезозойских и чаще — кайнозойских вулканитов и субвулканических интрузивных комплексов [8]. Вулканопроявления контролируются древними омоложенными разломами, часто приурочены к участкам пересечения разломов различной ориентировки (вулканические поля Хогара, Джебель Марра, Байуда и др.). Характерна связь полей вулканизма со значительными (до 2000 м) неотектоническими поднятиями. По составу вулканические породы относятся к базальт-трахит-фонолитовой или нефелинит-фонолит-карбонатитовой ассоциациям. Типично отсутствие переходных или толлитовых базальтов, незначительно развитие кислых пород. В этом отношении особое место занимает лишь район Тибести, где до 29% пород представлено толлитами, а 37% — кислыми породами [32]. Часто отмечается неоднократное возобновление вулканической деятельности, связанное с периодическим обновлением разломов.

Импульсный характер такого магматизма хорошо иллюстрируется фанерозойской историей Аравийско-Нубийского щита, где размещается большое количество интрузивных, реже — экструзивных центров, имеющих зачастую щелочной состав и кольцевое строение [11]. В некоторых случаях группы таких центров ориентированы вдоль разломов меридионального или северо-северо-западного простирания, параллельных бортовым разрывам Красноморского рифта. Другие комплексы контролируются разломами северо-восточной ориентировки, поперечными к Красноморскому рифту.

Анализируя данные по абсолютному возрасту кольцевых комплексов Красноморского региона, Дж. Вейл показал, что эти образования принадлежат по крайней мере к 9 возрастным группам. Первые 4 группы относятся к позднему докембрию и раннему

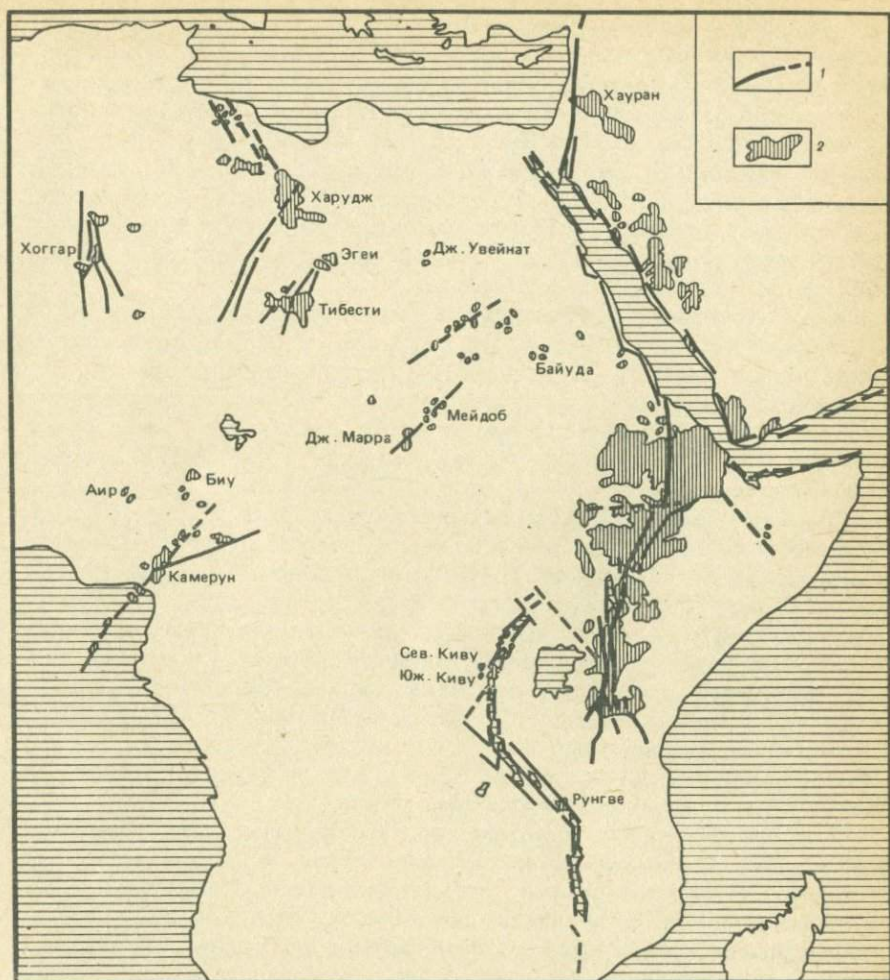


Рис. 2. Проявления кайнозойского вулканизма в Африке  
 1 — разломы; 2 — поля вулканитов

палеозою и характеризуются преимущественным развитием гранитных и габбровых кольцевых интрузий с подчиненными сиенитовыми разностями, 5 более поздних возрастных групп:  $230 \pm 15$ ,  $145 \pm 25$ ;  $80 \pm 10$ ;  $45 \pm 5$  и  $33 \pm 3$  млн. лет отличаются более отчетливо выраженным щелочным составом. По мере дальнейшего изучения число возрастных групп, по-видимому, увеличится, на что указывает, например, недавнее обнаружение в Судане сиенитовой интрузии с возрастом 121 млн. лет [11].

Нетрудно заметить, что некоторые наиболее четко выраженные возрастные группы близко совпадают с эпохами тектонической активности в сопредельных океанских рифтовых зонах или в Красноморском рифте. Эпоха  $230 \pm 15$  млн. лет отвечает началу

раскрытия Альпийского Тетиса. Эпохи 120 и 145 млн. лет совпадают с импульсами рифтогенеза в Тетисе и западной части Индийского океана [5, 6]. Внедрение интрузий с возрастом 45 и 30 млн. лет близко к фазам первой эпохи раскрытия Красноморского рифта (40—22 млн. лет). Таким образом, вспышки магматизма в зонах разломов растяжения, расположенных зачастую далеко от главных рифтовых зон, совпадают с эпохами рифтогенеза в последних, это, в свою очередь, говорит о связи внутриконтинентального магматизма с растяжениями, подчеркивает его сходство с вулканизмом континентальных рифтов.

Более крупными раздвижениями характеризуются Эфиопский и Кенийский рифты. В Кенийском рифте общее раздвижение составляет 10—15 км [21]. При этом суммарное раздвижение за счет смещения по сбросам равно приблизительно 5 км, а ширина интрузии габбро в осевой зоне оценивается в 10 км. В Эфиопском рифте реальные раздвижения в 20—40 км, а скорость раскрытия в северной части составляет 0,3—0,6 см/год [29]. Близкими скоростями и масштабами раздвижения характеризовались, по-видимому, Красноморский и Аденский рифты в олигоцене—раннем миоцене. Несмотря на сходство геодинамической обстановки, объемы и состав вулканитов в перечисленных рифтовых зонах неодинаковы. В Красноморском рифте и на его плечах известны олигоценовые и миоценовые базальты сравнительно небольшого объема. Среди них есть как щелочные, так и толеитовые разности. Последние особенно характерны для заключительных фаз раннего этапа (25—22 млн. лет), когда общее раздвижение было уже весьма значительным (около 70 км). Именно в это время произошло внедрение толеитовых даек в краевые и оперяющие разломы рифта [19].

В Аденском рифте известны среднемиоценовые толеитовые базальты [25]. Более ранние вулканопоявления не установлены. Так же как и в Красноморском рифте, здесь преобладало накопление осадочных пород, а вулканизм до начала спрединга имел подчиненное значение. Иная картина наблюдается в Эфиопском и Кенийском рифтах, где преобладание вулканитов в рифтовом выполнении является подавляющим. Среди базальтов доминируют щелочные и слабощелочные разности, причем щелочность пород явно выше в Кенийском рифте с его меньшим масштабом раскрытия.

Наряду с базальтами распространены извержения щелочных риолитов, особенно характерных для последних 10 млн. лет развития Эфиопского рифта. Область максимальной концентрации этих пород в Центральном сегменте рифтовой долины совпадает с центром сводового поднятия. Если последнее, как в случае Рейнского грабена, расположено над мантийным диапиром, то район риолитового вулканизма, скорее всего, совпадает с пиком геоизотерм. Последнее в какой-то мере подтверждается высоким температурным градиентом, установленным в озерном районе рифта в процессе поисков термальных вод.

Вопрос о генезисе щелочных риолитов очень важен для понимания развития рифтов. Если принять точку зрения о коровом

происхождении этих пород, то их появление можно поставить в связь с двумя условиями: подъемом геоизотерм в нижней части коры и мощностью коры. Первое условие осуществляется лишь при достаточно большой скорости раздвижения в рифтовой зоне и внедрении в нее больших объемов горячего мантийного материала. В медленно расширяющихся рифтах (менее или около 1 мм/год) щелочные риолиты не наблюдаются. С другой стороны, значительные объемы этих пород могут образоваться, очевидно, лишь при наличии мощной континентальной коры. Если раскрытие рифта идет слишком быстро, происходит быстрое утонение коры, и риолитовый магматизм резко сокращается по объему или не реализуется вовсе. Изложенное можно проиллюстрировать ярким примером. Как уже отмечалось, в период 10—0 млн. лет в Эфиопском рифте накапливались мощные толщи риолитов. В тот же временной интервал в Афаре доминировали излияния базальтов переходного типа, а щелочные риолиты играли второстепенную роль (соотношение объемов риолитов и базальтов в Афаре 1:3 или 1:4). При этом средняя скорость раскрытия в Афаре за последние 10 млн. лет составляет примерно 1,3 см/год, тогда как в Эфиопском рифте она не превышает 0,3—0,6 см/год. В результате кора в Афаре оказалась значительно тоньше, чем в Эфиопском рифте, хотя развитие этих структур было синхронным. Приведенные данные позволяют считать, что оптимальной скоростью расширения для образования больших объемов щелочных риолитов является скорость порядка от 0,1 до 0,5 см/год.

Дальнейшее расширение рифтовой зоны сопровождается переходом к излияниям толстогазовых базальтов. Начало этой стадии развития наблюдается в Афаре (общее раздвижение не менее 130—150 км), где переходные по типу базальты обнаруживают слабощелочную или толеитовую тенденцию. Окончательно подобный вулканический режим утверждается на стадии Красного моря, т.е. с началом развития океана.

Рассмотренные данные достаточно четко показывают, что состав и объем рифтовых вулканитов зависят от масштаба раздвижения и скорости раскрытия рифта. Эта зависимость находит логическое объяснение в модели, предполагающей внедрение мантийной протрузии в зону рифтовых расколов [10, 13, 26]. Внедрение протрузии в раздвиговую зону происходит под действием гидростатического давления литосферы (рис. 3). При достижении определенной глубины (снижение давления) становится возможным отделение расплава. В условиях больших глубин (80—100 км [3]) и высоких давлений образуются малые объемы меланократовых выделок повышенной щелочности, как К, так и Na рядов, и карбонаты. Эта стадия развития характеризует Западный рифт Восточной Африки, Рейнский грабен.

По мере дальнейшего раскрытия рифта и подъема протрузии снижается давление и увеличивается объем частичного плавления. Происходит изменение состава расплава в соответствии с обычно принимаемой схемой [2, 3]. На глубинах 35—70 км в зависимости

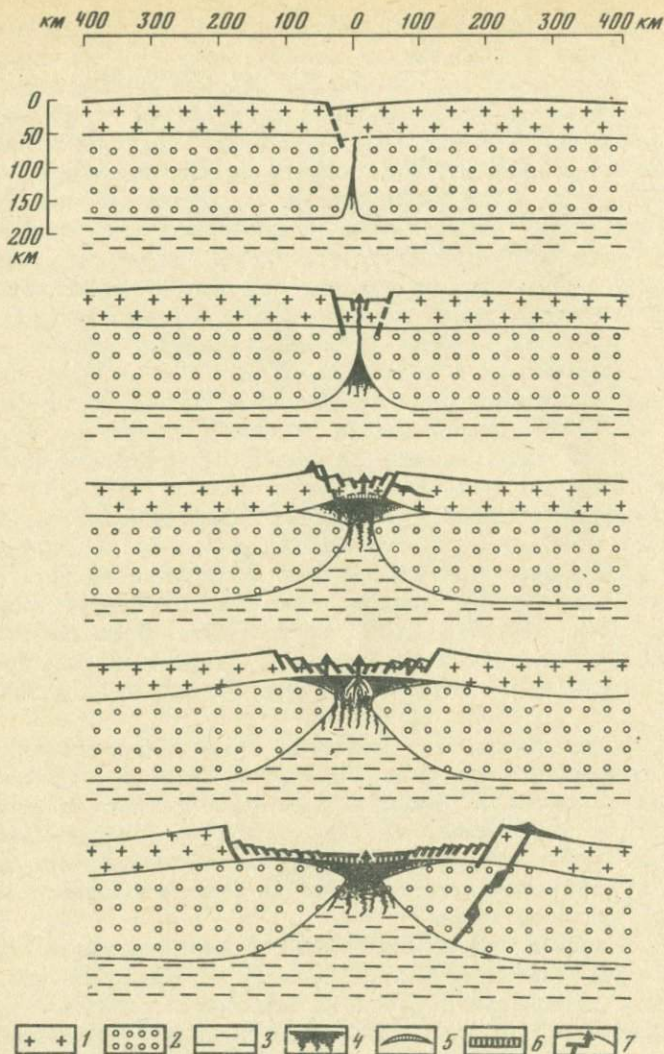


Рис. 3. Схема развития рифтовой зоны

1—2 — литосфера: 1 — континентальная кора, 2 — мантия; 3 — астеносфера; 4 — область плавления мантийного вещества; 5 — область частичного плавления коры; 6 — оphiолитовая кора; 7 — дайки, силлы, вулканы

от объема частичного плавления формируется спектр магм от щелочного оливинового базальта до обогащенного оливином толеита (стадия Эфиопского и Кенийского рифтов с переходом к Афару), на глубинах 15—35 км образуется расплав, отвечающий оливиновому толеиту с высоким содержанием глинозема (Красноморский рифт), а на глубинах менее 15 км происходит выплавка пересыщенных толеитов (по-видимому, в природе редкий случай). Внедрение про-

трузии и в особенности образование грибообразного вздутия в подошве коры сопровождаются сводовым поднятием. Следует подчеркнуть, что по мере приближения области плавления к поверхности и увеличения проницаемости рифтовой зоны роль процессов кристаллизационной дифференциации снижается и к поверхности поступают расплавы, все более близкие к первичным выплавкам.

Рассмотренная схема предполагает, что сначала образуются рифтовые расколы, а вулканизм является следствием. В нее не вписывается ранний платобазальтовый вулканизм Эфиопского плато. Излияния базальтов начались здесь задолго до образования рифтов и носили преимущественно толеитовый характер с переходом к щелочному на стадии угасания вулканической активности. Еще Бленфорд [17] отметил сходство эфиопских платобазальтов с траппами, подтвержденное впоследствии петрологическими исследованиями [34]. Ареал эоцен-нижнемиоценовых платобазальтов Эфиопии площадь — 500 000 кв. км, объем лав — 500 000 куб. км, см. рис. 1, б) не имеет аналогов в Африкано-Аравийской рифтовой системе и, следовательно, его образование связано с какими-то специфическими условиями, отсутствовавшими в других ее частях. Некоторое сходство с Эфиопским ареалом имеет лишь ареал дорифтовых платофонолитов Кении, отличающийся значительно меньшими размерами (площадь излияний — 60 000 кв. км, объем — 24 000 куб. км) и отчетливым щелочным характером магм [7]. Оба ареала тяготеют к зоне Восточного рифта Африки, который и на рифтовом этапе развития отличается от всех современных и большинства палеорифтов необычайно мощным развитием вулканизма.

В чем же заключаются "особые условия", порождающие и порождавшие столь мощный вулканизм в Восточной Африке? Если связывать все проявления вулканизма, в том числе и дорифтовые платобазальты, с расколом литосферы и внедрением мантийного вещества в зону раздвига, то следует предположить, что зона Восточного рифта Африки имеет какую-то особую, повышенную проницаемость, отличающую ее от других рифтов. Кроме того, требуется допустить более раннее раскрытие литосферных трещин в зоне Восточного рифта, чем, например, в Красноморском или Аденском рифтах, где никаких признаков раннего платобазальтового вулканизма нет. Оба эти предположения не подтверждаются геологическими данными. Восточный рифт Африки представляет собой третью "недоразвитую" ветвь тройного сочленения и по масштабу раздвижения значительно уступает Красноморскому и Аденскому рифтам. Проницаемость зоны Восточного рифта, следовательно, явно меньше, чем в некоторых других рифтовых зонах Африкано-Аравийской системы. В то же время установлено [27], что раскрытие "недоразвитой" ветви по крайней мере на 25 млн. лет отстает от главных ветвей. Таким образом, связать интенсивный платобазальтовый вулканизм Эфиопии с благоприятными кинематическими условиями, как это, например, делалось Е.Г. Мирлиным для Исландии [10], затруднительно.

Для образования платобазальтов следует искать другое объяснение. Наиболее реальным кажется предположение о существовании в Восточной Африке термальной аномалии, воздействие которой на литосферу обуславливает специфику этого региона. Существование подобных аномалий признается многими геофизиками, причем чаще всего они отождествляются со столбобразными восходящими потоками в мантии: "мантийными плюмажами", или "струями", которые некоторыми исследователями рассматриваются в качестве формы конвекции в мантии [30, 33].

Воздействие термальной аномалии проявляется на поверхности плиты в повышенном тепловом потоке, вулканизме, поднятии. Эти явления связаны с подъемом геоизотерм, формированием магматических очагов, разуплотнением вещества литосферы. Ясно, что масштаб воздействия термальной аномалии зависит от скорости движения плиты. Простая модель кондуктивного теплового потока в движущейся среде показывает, что с увеличением скорости движения поверхностные тепловые аномалии уменьшаются, сужаются в направлении, перпендикулярном движению, и острота пика аномалии снижается [16]. В случае мощной (150 км и более) континентальной литосферы ощутимый термальный эффект возможен лишь при длительной остановке или замедлении движения литосферной плиты относительно мантии [18, 20 и др.]. Следовательно, если предполагать связь Эфиопского и Кенийского ареалов вулканизма с воздействием термальной аномалии, необходимо убедиться, что вспышка вулканизма предшествовали более или менее продолжительные периоды замедления движения Африканской плиты.

Вероятность замедления движения Африканской плиты в кайнозое обсуждалась несколькими авторами, причем время начала замедления определялось по-разному: 25—20 млн. лет [20] или 40—45 млн. лет [22]. Рассматривалась и более сложная схема, предполагающая два или три периода замедления за последние 80 млн. лет [26]. Поскольку данные о кажущемся перемещении полюсов для рассматриваемого периода ограничены и недостаточно надежны, реальным средством для выявления периодов покоя и движения является корреляция с событиями в Альпийском складчатом поясе, основанная на анализе геологических данных (рис. 4). В позднем мелу на край Афро-Аравии были обдуцированы покровы офиолитов. Обдукция завершилась в раннем маастрихте (около 70 млн. лет тому назад), а началась либо в сеноне (около 80 млн. лет [14]), либо еще раньше — в конце сеномана (около 95 млн. лет [23]). Поскольку обдукция связана, скорее всего, со столкновением континента с островной дугой, следует предполагать замедление, а затем и застопоривание Африканской плиты с конца мела.

С раннего эоцена (55 млн. лет) начался известково-щелочной вулканизм на Иранском массиве. Развитие окраинно-континентального вулканического пояса отражает заложение новой зоны субдукции, падавшей под массив. Прекращение вулканизма (субдукции, движения плиты) датируется началом миоцена (около 22 млн. лет). Таким образом, период движения отвечает интервалу 55—22 млн. лет.

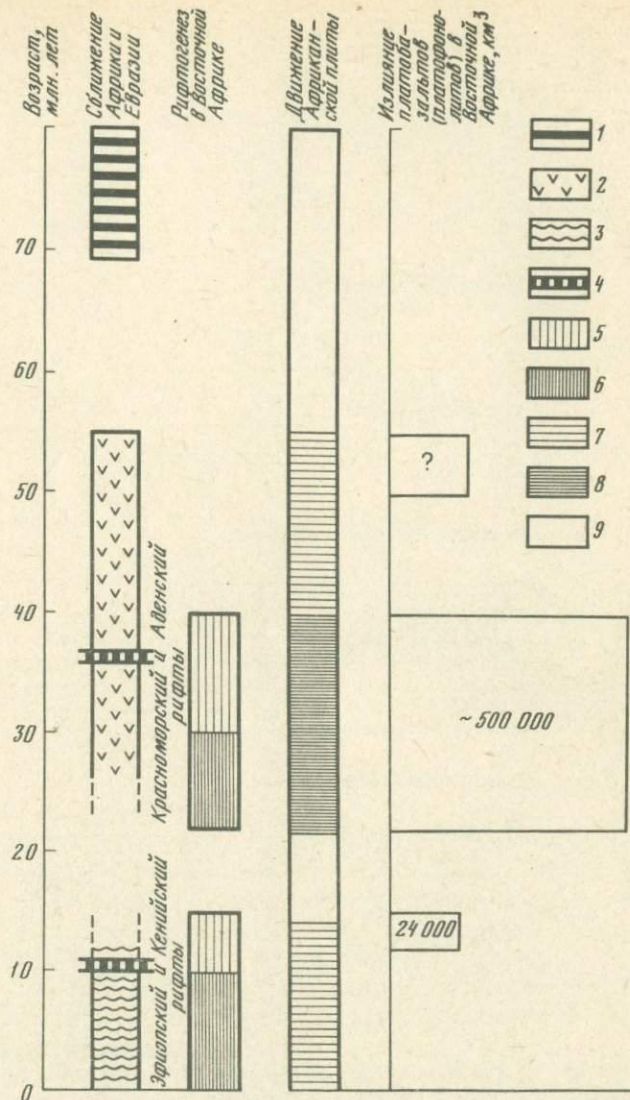


Рис. 4. Корреляция событий в Альпийском поясе с периодами движения Африканской плиты, рифтогенезом и эпохами предрифтового вулканизма

1 — обдукция офиолитов; 2 — субдукция в зоне Загроса, известково-щелочной магматизм; 3 — складчатость, шарьяжи, субдукция в Гелленском желобе; 4 — увеличение скорости сближения Африки и Евразии по океанологическим данным [12]; 5—6 — раскрытие континентальных рифтов: 5 — медленное, 6 — быстрое; 7—8 — движение Африканской плиты: 7 — медленное, 8 — быстрое; 9 — период покоя

Вероятно, длительный период (55—22 млн. лет) может быть разделен на два этапа: медленного (55—40 млн. лет) и более быстрого (40—22 млн. лет) движения, о чем свидетельствует увеличение расчетной скорости сближения Аравии и Евразии где-то в начале олигоцена [12]. Наконец, замедление, начавшееся 25—

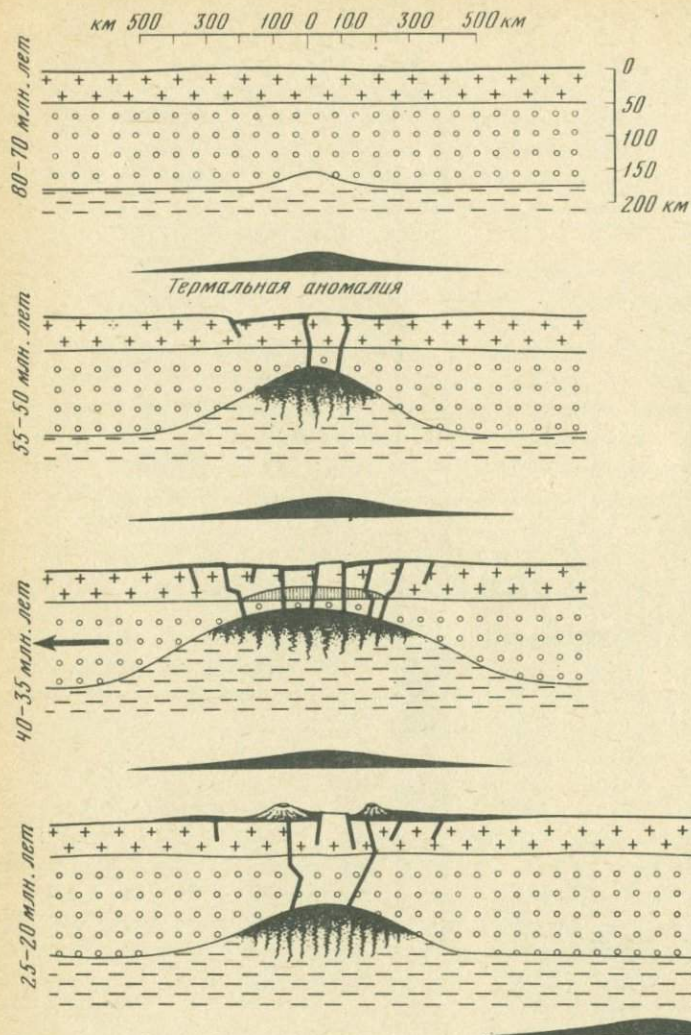


Рис. 5. Схема развития эфиопского ареала платобазальтов. Медленное движение Африканской плиты с 55 до 40 млн. лет на схеме не показано  
Условные обозначения см. на рис. 3

22 млн. лет тому назад, сменилось убыстрением движения 10—15 млн. лет тому назад. Этот рубеж отмечается началом мощной деформации в зоне коллизии Аравии и Евразии — движением покровов, ростом гор, образованием краевых прогибов, а также началом субдукции африканской литосферы в Гелленском желобе с 13 млн. лет [28]. Расчетная скорость сближения континентов возрастает на уровне около 10 млн. лет [12].

Проверим, как намеченная схема движений увязывается с проявлениями внутриплитного вулканизма в Восточной Африке (рис. 5

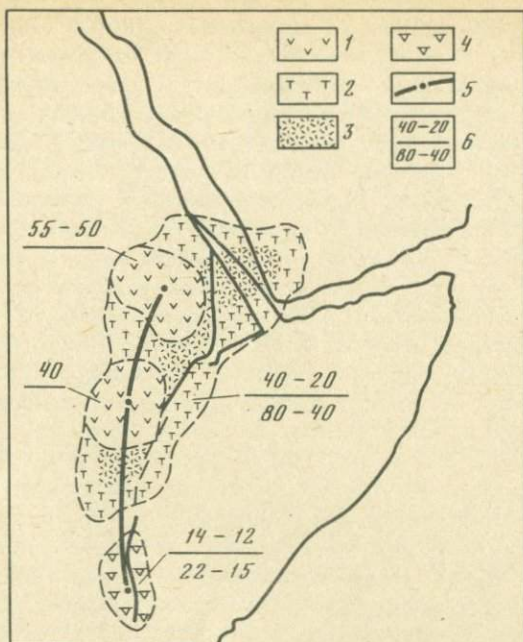


Рис. 6. Ареалы дорифтового вулканизма в Восточной Африке

1—2 — базальты: 1 — эоценовые, 2 — олигоцен-миоценовые; 3 — щелочные риолиты; 4 — платофолиты; 5 — траектория движения Африканской плиты 55—25 млн. лет назад; 6 — возраст вулканитов (числитель), период замедления движения плиты (знаменатель), млн. лет

и 6). Во время стабильного периода (80?—55 млн. лет) произошел значительный разогрев литосферы над термальной аномалией — подъем кровли астеносферы предположительно до глубин порядка 70 км. Начавшееся 55 млн. лет тому назад медленное движение плиты сопровождалось небольшим растяжением в ее внутренней части, раскрытием разломов, началом базальтового вулканизма в центре Эфиопского плато. Небольшой объем частичного плавления мантийного вещества обусловил "переходный" или щелочной характер раннего вулканизма.

Медленное перемещение плиты (55—40 млн. лет) привело к смещению центра вулканизма в Юго-Западную Эфиопию. Одновременно продолжался разогрев, в результате чего объем частичного плавления увеличился, а выплавки приобрели толеитовый характер. С периодом быстрого движения (40—22 млн. лет) связано дальнейшее растрескивание Африканской литосферы и массовое излияние толеитовых магм на обширной площади. По мере отодвигания от источника тепла вулканизм в Эфиопском ареале начал затухать, и около 28 млн. лет тому назад наметилась смена трещинных толеитовых излияний щелочно-базальтовыми экструзиями центрального типа. Вулканизм полностью прекратился 20 млн. лет тому назад.

Со следующим периодом замедления (22—15 млн. лет) можно связать разогрев другого участка литосферы, отвечающего Кенийскому ареалу дорифтового вулканизма. Начало излияний платофонолитов в этом ареале совпадает с началом движения плиты около 15 млн. лет тому назад. Угасание вулканизма в пределах Кенийского ареала и некоторое смещение вулканической активности к южному концу Кенийской рифтовой зоны (10—5 млн. лет) отражает, скорее всего, отодвигание района от источника тепла.

Отметим несколько интересных зависимостей, вытекающих из предложенной схемы. Объем дорифтовых вулканитов в Эфиопском ареале в 20 раз больше, чем в Кенийском (500 000 и 24 000 км<sup>3</sup>), а по составу (толеиты, базальты переходного типа) они резко отличаются от кенийских платофонолитов. Указанные различия могут быть поставлены в связь с разной продолжительностью периодов замедления Африканской плиты. В случае Эфиопского ареала этот период составляет 40, а в случае Кенийского — всего 7 млн. лет. Логично предполагать, что при длительном разогреве общий объем магм и объем частичного плавления мантийного вещества должны быть большими, а образовавшиеся выплавки — менее щелочными.

Расстояние между центрами вулканических ареалов раннеэоценового и среднемиоценового времени равно примерно 1500 км (рис. 6). Согласно принятой модели это расстояние соответствует северному перемещению Африканской плиты за период 55—22 млн. лет. Если считать, что в настоящее время горячая точка расположена под южной оконечностью Кенийского рифта, то общее северо-восточное перемещение (абсолютное смещение) Африки за время 55—0 млн. лет составит около 1800 км. Реконструкции движения Афро-Аравии относительно Евразии, полученные путем увязки движения трех пар плит (Северная Америка — Евразия; Африка — Северная Америка; Африка — Евразия) с использованием данных по магнитным аномалиям Атлантического океана, также выявили значительное, порядка 1800—2000 км, северо-восточное перемещение Афро-Аравии в кайнозой в основном после 53 млн. лет [12]. Таким образом, предложенная модель развития дорифтового вулканизма в Восточной Африке находит независимое подтверждение. Как было показано выше, модель также неплохо увязывается с количественными и качественными особенностями дорифтового вулканизма.

Сформулируем наиболее существенные выводы.

1. В рифтовых структурах намечается направленное развитие вулканизма от ультращелочных продуктов к толеитовым базальтам (ультращелочные породы — щелочные базальты — слабощелочные базальты и щелочные риолиты — базальты переходного типа с более выраженным толеитовым характером — толеиты). Эта идеальная последовательность отвечает разрастанию и приближению к поверхности магматического очага по мере внедрения и поднятия пластичного материала астеносферы в зону рифтового раскола. Последнее, в свою очередь, контролируется степенью раскрытия и скоростью расширения рифта — ведущими геодинамическими факторами, определяющими характер эволюции рифтового вулканизма.

Для скоростей раскрытия менее 0,1 см/год характерно либо отсутствие вулканизма, либо ограниченные по объему излияния щелочных (до ультращелочных) основных лав. При скоростях от 0,1 до 0,5 см/год наблюдается широкое развитие щелочных и промежуточных базальтов, сопровождающихся большими объемами щелочных риолитов. При скоростях более 1,0 см/год быстрое утонение континентальной коры ведет к снижению объема риолитовых продуктов. В рифтах подобного типа доминируют базальты промежуточного состава с ярко выраженной толеитовой тенденцией.

2. Дорифтовый вулканизм выражен в формировании ареалов платобазальтов (траппов). По своей природе этот вулканизм является внутриплитным и генерируется термальными аномалиями в мантии. Термальные аномалии, скорее всего, связаны с мантийными струями или плюмажами, в которых недифференцированное или слабодифференцированное мантийное вещество поднимается к подошве литосферы.

Излияниям траппов предшествуют длительные периоды разогрева литосферы, совпадающие с периодами замедления движения литосферной плиты. Раскрытие магмоподводящих трещин совпадает с периодом убыстрения движения плиты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 1. 263 с.; Т. 2. 258 с.
2. Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчат., 1974, с. 21—31.
3. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 427—434.
4. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии. — В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М., 1979, с. 157—203.
5. Казьмин В.Г. Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур. — Геология и геофизика, 1975, № 9, с. 3—12.
6. Казьмин В.Г. О пермо-триасовой рифтовой системе Центральной Гондваны. — В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, 1976, с. 121—145.
7. Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.
8. Лучицкий И.В. Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. 295 с.
9. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
10. Мирлин Е.Г. О природе "горячих точек". — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 1, с. 181—185.
11. Развалев А.В., Шахов Г.П. Тектонические особенности размещения кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 52, вып. 2, с. 56—66.
12. Сборщиков И.М. Взаимодействие плит Аравии и Индии (Аравийское море и прилегающие альпийские структуры). — Океанология, 1981, т. 21, вып. 2, с. 293—300.
13. Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. Модель образования рифтовых зон. — В кн.: 5-е Всесоюз. вулканол. совещ. 2-й симпоз.: Тезисы докл. Тбилиси, 1980, с. 83—84.
14. Adamia S., Bergounguan H., Fourquin C. et al. The Alpine Middle East between the Aegean and Oman traverses. —

- Mem. Bur. rech. geol. et mineres, 1980, N 115, p. 122—136.
15. *Bellon H., Pouclet A.* Datations K-Ar de quelques laves du Rift-ouest de l'Afrique Centrale, implications sur l'évolution magmatique et structurale. — *Geol. Rdsch.*, 1980, vol. 69, N 1, p. 49—63.
  16. *Birch F.S.* Conductive heat flow anomalies over hot spot in a moving medium. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, p. 4825—4827.
  17. *Blanford W.T.* Observation on the geology and zoology of Abyssinia made during the progress on the British expedition to that country in 1867—68. London: Macmillan Co., 1870. 487 p.
  18. *Briden J.C., Gass I.G.* Plate movements and continental magmatism. — *Nature*, 1974, vol. 248, p. 650—653.
  19. *Brown G.F.* Tectonic map of the Arabian Peninsula. — Jiddah, Saudi Arabia, 1972.
  20. *Burke K., Wilson J.T.* Is the African plate stationary? — *Nature*, 1973, vol. 239, p. 387.
  21. *Fairhead J.D.* The structure of the cross-cutting volcanic chain of Northern Tanzania and its relation to the East African Rift System. — *Tectonophysics*, 1980, vol. 65, N 3/4, p. 193—208.
  22. *Gass I.G., Chapman D.S., Pollack H.N., Thorpe R.S.* Geological and geophysical parameters of midplate volcanism. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1968, vol. 228, p. 581—597.
  23. *Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Huges Clarke M.W.* et al. Geology of the Oman mountains. — *Königl. Ned. Geol. Minijnbouw. Genoot. Verh.*, 1974, vol. 31. 423 p.
  24. *Illies J.H.* Taphrogenesis and plate tectonics. — *Sci. Rept. Int. Union. Commis. Geodyn.*, 1974, N 8, p. 433—460.
  25. *Initial Reports of the DSDP.* Wash., 1974, Vol. 24. 1183 p.
  26. *Kazmin V.* Geodynamic control of rift volcanism. — *Geol. Rdsh.*, 1980, vol. 69, N 3, p. 757—769.
  27. *Kazmin V., Seife M. Berhe, Nicoletti M., Petrucciani C.* Evolution of the northern part of the Ephiopian Rift. — In: *Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System.* Roma, 1980.
  28. *Le Pichou X., Angelier J.* The Aegean Sea. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1981, vol. 300, p. 357—372.
  29. *Mohr P.* Ethiopian Rift geodimeter survey, 1974. — *Smith. Astrophys. Obs. Spec. Rep.*, 1977, N 376, 111 p.
  30. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motion. — *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 1972, vol. 52, p. 203—213.
  31. *Vail J.R.* Location and geochronology of igneous ring complexes and related rocks in North-East Africa. — *Geol. J.*, 1976, Bd. 20, S. 97—114.
  32. *Vincent P.M.* The evolution of the Tibestion of the Tibesti volcanic province, Eastern Sahara. — In: *African magmatism and tectonics.* Edinburgh, 1970. 301 p.
  33. *Wilson J.T.* Mantle plumes and plate motions. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 19, p. 149—164.
  34. *Zanettin B., Grengnanin A., Justin-Visentin E.* et al. Petrochemistry of the volcanic series of the Central-Eastern Ethiopian Plateau and relationships between tectonics and magmatology. Padova, 1974.

УДК 551.242.1+550.331

А.М. НИКИШИН

## РИФТОГЕНЕЗ, ОКЕАНОГЕНЕЗ И СХОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПЛАНЕТНЫХ ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Рифтогенез и океаногенез являются важнейшими процессами в геологической эволюции Земли. Данные исследований поверхностей других планет, полученные в последние годы, показывают, что сходные процессы играют существенную роль в эволюции большинства планетных тел.

Вопросы терминологии для сравнительной тектоники планет

еще не разработаны, и перед нами стоит проблема о соответствии тех или иных образований на Земле и других планетах. Пока мы, естественно условно, пользуемся земными понятиями. Терминология для рифтовых и сходных структур и их сочетаний на планетах дана на основе работ Е.Е. Милановского [10, 13] о рифтогенезе на Земле и на примере Марса рассмотрена нами ранее [14, 18, 19]. На данном этапе развития геологии и сравнительной планетологии мы вслед за многими современными исследователями [8, 17] понимаем термин рифт в широком смысле, вкладывая в него в основном смысл определения К. Берка [1], т.е. рифт, это место, где литосфера раскололась при растяжении на всю ее мощность. Разумеется, для других планет мы можем пока лишь допускать такой раскол (вероятно, не всегда на полную мощность литосферы) на основе геоморфологических признаков. С геоморфологических позиций под понятием рифта на планетах земной группы мы понимаем линейную квазисимметричную структуру растяжения, выраженную в рельефе в виде тектонически обособленной протяженной грабеноподобной впадины, длина которой значительно превосходит предполагаемую мощность литосферы. Под океаническими и океаноподобными структурами мы подразумеваем планетарные депрессии с базальтовым чехлом, отделенные от континентальных (и родственных им) областей тектоническими зонами, геоморфологически более или менее сходными с земными континентальными окраинами, и имеющие свой пик на гипсографической кривой (т.е., вероятно, имеющие самостоятельный тип коры). Так же как и для понятия рифт границу понятия океан четко провести трудно, так как на планетах тектонические образования, которые по тем или иным признакам родственны как рифтовым структурам, так и океаническим областям Земли. Поэтому в данной работе мы рассматриваем как "классические" рифты и океаны планет, так и широкий спектр родственных им образований.

**Луна.** На Луне выделяется два основных типа структурных областей: сильно кратерированные "континентальные" области с первичной корой, представленные породами анортозит-троктолитовой серии с возрастом пород более 4 млрд. лет, и морские области, представленные базальтовыми равнинами с возрастом пород 3,9—3 млрд. лет. Морские области практически полностью сосредоточены на видимом полушарии, где они образуют, по-видимому, генетически единую систему. Мощность базальтового чехла с "континентальным" субстратом составляет сотни метров, увеличиваясь в пределах "доморских" ударных бассейнов до 1—2 км [35]. В пределах морей выделяется большое количество узких эпибазальтовых грабенов, которые обычно тяготеют к их периферии [27, 41]. Ряд более крупных грабенов можно предполагать под базальтовыми покровами (например, в море Спокойствия). Вокруг области лунных морей и в межморских "континентальных" блоках наблюдаются отдельные рассредоточенные бороздоподобные грабены [27, 41].

Для "морей" характерны так называемые морские гряды, которые в круговых морях образуют радиально-концентрическую систе-

му, а в морях неправильной формы и Океане Бурь выстраиваются в пояса. Ряд исследователей рассматривают их как магматогенные образования, которым на глубине соответствуют дайки [22, 23], другие — как структуры коробления базальтовых покровов [41], третьи, как и автор, допускают, что, возможно, разные гряды имеют разную природу; при этом пояса морских гряд, например, в Океане Бурь — это структуры растяжения (возможно, испытавшие некоторое сжатие на финальной стадии развития), соответствующие дайковым поясам на глубине.

В геологической эволюции Луны выделяется три мегаэтапа: первично-континентальный (время формирования первичной коры); морской (эпоха базальтового вулканизма на видимом полушарии Луны); современный (отсутствие проявлений эндогенной активности).

Область лунных морей, по своему генезису и структуре наиболее схожую с областями траппового вулканизма на Земле, мы рассматриваем на основе ее положения в структуре планеты как примитивную океаноподобную депрессию без существенной переработки "доморского" субстрата. В области "морей" выделяется три эпохи примитивного рифтогенеза [19, 41]: раннеморская, или предморская (формирование грабенов и разломов с некоторым использованием структуры ранее возникших ударных бассейнов и древних диагональных разломов); среднеморская (формирование эпibasальтовых грабенов по периферии морей и эпиконтинентальных грабенов вокруг них); позднеморская (формирование поясов морских магматогенных гряд (?)). При формировании морских базальтовых равнин рифтогенез в виде некоторого растрескивания литосферы играл подчиненную роль, являясь реакцией литосферы на ее растяжение в пределах видимого полушария Луны; при этом, вероятно, следует допустить, что в течение морского мегаэтапа Луна испытала минимальное расширение [39] с максимальным растяжением видимого полушария.

**Меркурий.** В настоящее время космическими аппаратами снято менее половины поверхности Меркурия, удивительно напоминающей лунную. На Меркурии, так же как и на Луне, выделяется два типа тектонических областей: "континентальная" область с первичной корой и морская область в районе первично ударного бассейна Калорис [26].

В эволюции Меркурия, по данным Д. Дзурисина [26], можно выделить четыре мегаэтапа: первичноконтинентальный (время формирования первичной коры); контракционный (формирование планетарной системы более или менее равномерно разбросанных по поверхности дуговых эскарпов, которые всеми интерпретируются как взбросово-надвиговые структуры с амплитудой надвигания в километры); морской (эпоха базальтового вулканизма в районе первично ударного бассейна Калорис); современный (отсутствие проявлений эндогенной активности).

Морскую область в районе бассейна Калорис мы рассматриваем, так же как и область лунных морей, как примитивную океаноподобную депрессию.

Во время морского мегаэтапа в конце эпохи базальтового вулканизма в центре морской области Калорис началось формирование купольного вздутия с радиально-концентрической системой узких бороздоподобных грабенов [26]. В эволюции Меркурия, так же как и Луны, ввиду его слабой тектонической активности и очень мощной литосферы рифтогенез не играл существенной роли.

**Марс.** Геологическое строение и эволюция Марса, рифтогенез и океаногенез на этой планете в настоящее время исследованы сравнительно хорошо [6, 7, 14, 15, 32, 37] и подробно изложены в наших предыдущих работах [14, 15, 18, 19].

На Марсе мы выделяем три основных вещественно-возрастных комплекса [19]: сабейский (первично-континентальный), бореальный (первично-океанический) и фарсидский. В последнем, в свою очередь, выделяются четыре подкомплекса — лунный, синайский, амазонийский и фарсидский.

На Марсе выделяется три основных типа структурных областей, каждая из которых имеет свой пик на частотной кривой распределения высот: древнейшая слабо приподнятая "континентальная", более молодая относительно пониженная "океаническая" и самые молодые наложенные области планетарных поднятий.

К "континентальной" области, занимающей около половины поверхности, принадлежат относительно наиболее древние районы его поверхности с гипсометрическим уровнем 1—3 км.

К океанической области отнесены северная планетарная депрессия, занимающая около трети поверхности Марса и, несколько условно, первично ударные внутри- и окраинно-континентальные кольцевые бассейны Аргири, Эллада, Исида, претерпевшие тектономагматическую переработку.

Северная планетарная депрессия характеризуется низким гипсометрическим уровнем (—1 — —3 км) и сложена вулканогенными породами бореального и лунно-амазонийского возрастов. В "океане" выделяется множество микроконтинентальных участков, представленных выступами и островами сильно раздробленных комплексов пород "континентального" облика. Планетарная депрессия отделена от континента переходной зоной шириной 300—500 км. Переходная зона с прилегающими районами в общем виде обладает отчетливо выраженной поперечной зональностью (рис. 1).

Есть все основания считать [15], что планетарная депрессия Марса является новообразованием — гигантской погруженной траппоподобной областью с несколько переработанным, раздробленным и утяжеленным "континентальным" фундаментом и обладает самостоятельным новообразованным типом коры (океаническим или квазиокеаническим в марсианском понимании этого термина).

К областям планетарных поднятий отнесены поднятия Фарсида и Элизий.

Купольно-вулканическое поднятие Элизий с абсолютными отметками до 4 км располагается в восточном полушарии в "океанической" области. Диаметр поднятия 2—3 тыс. км, вокруг него намечается область относительных понижений. Поверхность подня-

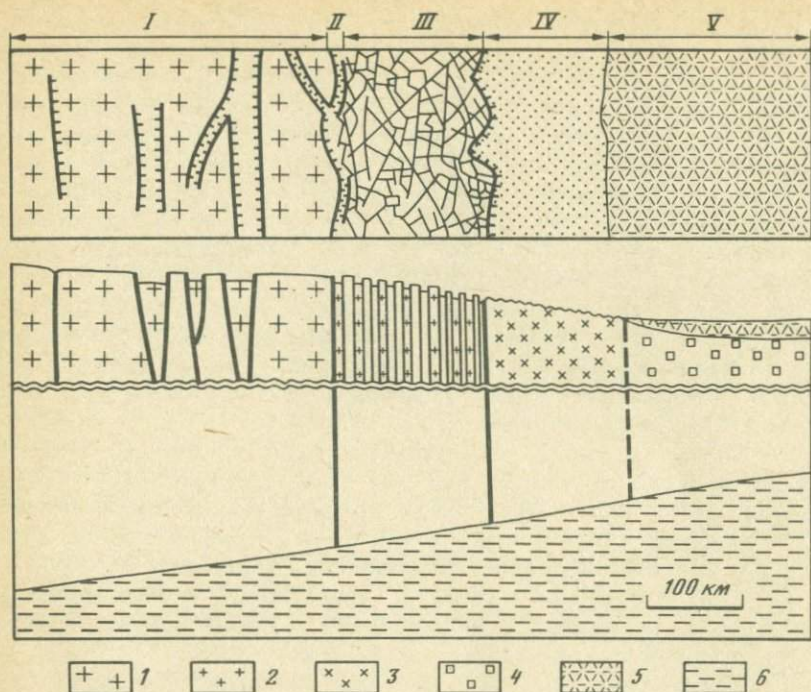


Рис. 1. Схема строения переходной зоны Марса для конца эпохи формирования северной планетарной депрессии

I — окраинно-континентальная система грабенов; II — шовная подзона; III — подзона блокового дробления с неустойчиво-решетчатой сетью грабенов; IV — подзона ареальной деструкции; V — океаническая область с базальтовым чехлом. 1 — первичная кора; 2—4 — в различной степени переработанная первичная кора; 5 — базальтовый чехол; 6 — астеносфера

тия образована вулканогенными равнинами синайского возраста. В его пределах выделяется три вулканических постройки, горстовые поднятия фундамента и Трансэлизийская рифтовая система ЗСЗ простираения.

Купольно-вулканическое поднятие Фарсида диаметром около трети поверхности Марса наложено как на "континентальную", так и на "океаническую" области. Поднятие имеет примерно изометричную форму с максимально приподнятой (до 10—11 км) центральной частью. Аномально высоко (до 8—10 км) приподнят юго-восточный край поднятия, представленный "континентальным" горстовым блоком Кларитас—Тавмасия. Вокруг поднятия, кроме его южных и северных частей, выделяются относительно опущенные зоны шириной до 2,3—3 тыс. км и относительной глубиной до 1—2 км (на востоке Хриса-Эритрейская, а на западе — Амазонийская наложенные депрессии). Поднятие образовано в результате воздымания его частично "континентального", частично "океанического" фундамента и надстроено вулканогенным фарсидским вещественно-возрастным комплексом, при этом в его центральных частях

располагаются относительно наиболее молодые образования. Для поднятия характерны крупные вулканические постройки центрального типа. Поднятие Фарсида рассекается на секторы, простирающиеся преимущественно радиально рифтовыми системами с разнообразным строением.

На Марсе широко распространены рифтовые структуры, обычно группирующиеся в мегасистемы и системы [18, 19]. Они в основном приурочены к планетарным купольно-вулканическим поднятиям Фарсида и Элизий и переходной зоне на границе "континент—океан" (рис. 2, см. вкл.).

Рифтоподобные тектонические элементы района поднятия Фарсида и прилегающих депрессий образуют в целом единую мегасистему; обычно они группируются в пояса, имеющие радиальное и, в меньшей мере, концентрическое простираение относительно центра Фарсиды. Между рифтовыми поясами наблюдаются отдельные рассеянные грабены. Основные рифтовые системы имеют транзитный характер и наложены на разнообразные и разновозрастные элементы. Среди них отчетливо выделяется два типа (рис. 3): одни представлены сочетаниями крупных впадин (рифтовые системы Долин Маринер и Касэй), другие — скоплениями узких (до 5—10 км) бороздоподобных грабенов протяженностью до 1—2 тыс. км (рифтовые системы Альба-Керавнская, Кларитас-Тавмасия, Темпе, Сирена-Мемнония и др.).

В геологической истории Марса выделяется три мегаэтапа [15, 19]: первичноконтинентальный, мегаэтап развития планетарной депрессии (океанический) и мегаэтап развития планетарных поднятий (фарсидский).

В течение первичноокеанического мегаэтапа (4,6—4 млрд. лет назад) из внешней разогретой зоны планеты повсеместно выплавилась первичная кора, которая подверглась интенсивной метеоритной бомбардировке.

В течение океанического мегаэтапа (ориентировочно 4—3,5 млрд. лет назад) планета претерпела сильный эндогенный разогрев и, по-видимому, несколько увеличилась в объеме; расширение на поверхности проявилось асимметрично — в основном в северном полушарии, где в процессе растяжения, деструкции и ареального вулканизма формировалась океаноподобная депрессия, обрамленная переходной зоной. Примерно на половине остальной территории в это время происходил эпиконтинентальный ареальный вулканизм, проявившийся в молодых континентальных районах.

В этом мегаэтапе литосфера была относительно тонкой, а астеносфера существовала, вероятно, повсеместно и была максимально выражена и приближена к поверхности в северной трети Марса. Впервые имел место рифтогенез, выразившийся в виде формирования разнопорядковых систем грабенов, в основном приуроченных к зоне континентального склона и, возможно, развивающихся также в пределах фундамента "океанического" бассейна и микроконтинентов.

В течение фарсидского мегаэтапа (ориентировочно 3,5—0,5 млрд. лет

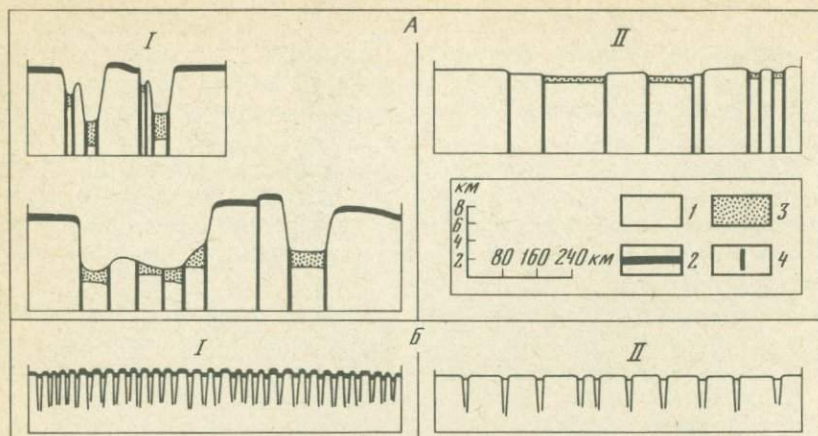


Рис. 3. Разрезы основных типов рифтовых систем поднятия Фарсида на Марсе

А — рифтовые системы, представленные сочетанием крупных впадин (в областях относительно I — воздымания и II — погружения); Б — рифтовые системы, представленные скоплениями узких протяженных грабенов (I — связанных и II — не связанных с полосовыми зонами относительного воздымания). 1 — фундамент (в основном первичная кора); 2 — бронирующий вулканогенный чехол; 3 — аккумулятивные осадочные породы впадин; 4 — разломы

назад), начавшегося после паузы в эндогенной активности в условиях относительно более мощной литосферы [15], происходило формирование купольно-вулканических поднятий Фарсида и Элизий и вулканическое обновление большей части океанической депрессии, а также в ряде районов имел место эпиконтинентальный вулканизм. Мегаэтап начался со вспышки вулканизма в ряде районов обоих полушарий и закончился фокусировкой эндогенных процессов в западном (фарсидском) полушарии. В течение фарсидского мегаэтапа возобновилось некоторое расширение Марса, проявившееся на поверхности неравномерно — в основном в пределах фарсидского полушария. Процесс расширения Марса с удлинением радиуса на 5—10 км необходимо допустить потому, что в течение данного мегаэтапа формировались только структуры растяжения; при этом рифтогенез в районе поднятия Фарсида нельзя объяснить только развитием купольного вздутия над гигантским мантийным диапиром, так как многочисленные структуры растяжения развиты и в пределах, сопряженных с поднятием депрессий.

Формы проявлений рифтогенеза на этом мегаэтапе стали более разнообразными [15, 19]: формировались различные рифтовые структуры планетарных поднятий, обрамлений кольцевых бассейнов и т.д. Большое многообразие и различия в морфологии и взаиморасположении рифтовых структур фарсидского мегаэтапа по сравнению с таковым океанического объясняется большей гетерогенностью фундамента, большей мощностью литосферы, длительностью и многообразием тектонических процессов в фарсидском мегаэтапе.

В настоящее время Марс, по-видимому, прекратил свое активное

эндогенное развитие и претерпевает общее охлаждение и некоторую контракцию.

**Венера.** Имеющиеся данные о характере поверхности Венеры пока не позволяют делать обоснованные выводы о ее тектоническом строении, так как мы оперируем в основном лишь данными радиолокации поверхности и гипсометрическими картами с вертикальным разрешением 0,5 км, а горизонтальным — 30.

Частотная кривая распределения высот для Венеры в отличие от Земли и Марса имеет только один пик [29], что, по-видимому, свидетельствует об отсутствии принципиально различных типов коры.

Тектоническое районирование Венеры производится в соответствии с топографическими провинциями [20, 29] с выделением равнинных, приподнятых и пониженных областей, тектоническая интерпретация которых показана на рис. 4 (см. вкл.), а подробное описание дано в работах [20, 24, 29, 34].

Пониженные области с гипсометрическим уровнем 0—–2 км характеризуются сглаженным, относительно слабо кратерированным рельефом. Вероятно, они являются планетарными депрессиями с относительно утоненной и утяжеленной корой и в какой-то мере могут сопоставляться с планетарными депрессиями Земли и Марса, но в отличие от океанов последних при формировании планетарных депрессий Венеры не произошла принципиальная переработка более древней (первичной (?)) коры.

Одними из наиболее характерных структур Венеры являются протяженные (сотни — тысячи километров), широкие (десятки — сотни километров), квазисимметричные рифтоподобные впадины, обрамленные или не обрамленные краевыми поднятиями [20, 29, 36]. Данные рифтоподобные впадины, которые мы будем с долей условности называть рифтами, обычно выстраиваются в пояса, образующие гигантские рифтовые системы, по размерам не уступающие внутриконтинентальным рифтовым системам Земли. Рифтовые структуры Венеры приурочены к поднятиям Афродита и Иштар, Деванскому рифтово-вулканическому поясу и к некоторым древним континентальным районам [20, 36].

Поднятие Афродита продольно пересекается структурами Афродитской рифтовой системы длиной около 12 тыс. км, в которой отдельные рифтоподобные впадины длиной до 1—2 тыс. км, шириной 100—200 км и глубиной до 2,5 км обычно выстраиваются в пояса. Для многих рифтовых структур характерна сопряженность с двумя продольными резко асимметричными хребтами с наиболее приподнятой (на 0,5—2,5 км) пририфтовой зоной. Ширина системы рифт и сопряженные хребты достигает 400—500 км, что сопоставимо с шириной Кенийского и Танганьикского сводовых поднятий в Африкано-Аравийском рифтовом поясе Земли. Данные системы можно рассматривать как рифты сводово-вулканического типа с системами цепочек пририфтовых вулканических массивов, либо, более вероятно, как рифты щелевого типа с сопряженными парными полусводовыми поднятиями, часто осложненными пририфтовыми горстами (подобно Танганьикской рифтовой зоне). Троги Артемис Афродитской рифтовой системы по дуге длиной 210°

оггибают какой-то древний жесткий массив (ударный бассейн(?)) подобно тому, как рифты Восточно-Африканской рифтовой системы оггибают массив Виктория.

Рифтовые структуры поднятия Иштар приурочены к его восточной части, образуя субмеридиональную Восточно-Иштарскую рифтовую систему, в которой отдельные рифтоподобные впадины имеют глубину в первые километры, ширину 100—300 км и длину до 1000 км. С данными рифтами не ассоциируют сопряженные поднятия. По своему строению они, вероятно, подобны рифтам типа Офир, Мелас и Касэй на Марсе.

В пределах Деванского рифтово-вулканического пояса выделяется серия рифтоподобных трогов преимущественно меридионального или, реже, широтного простирания. Они либо приурочены к поднятиям (например, поднятие Бета по оси пересекается рифтом), либо располагаются по их периферии или между ними. Рифтовые структуры часто сопряжены с парными, вероятно, вулканогенными хребтами и, по-видимому, имеют сводово-вулканическую природу, подобно Кенийскому и Эфиопскому рифтам Земли.

К западу от поднятия Бета в сторону Афродиты простирается Астерийская рифтовая система, представленная совокупностью рассредоточенных относительно менее глубоких рифтов.

По-видимому, данная рифтовая система наложена на древнюю континентальную область. Близкая по характеру строения рифтовая система ответвляется от южного окончания Деванского рифтово-вулканического пояса также в сторону Афродиты в запад-северо-западном направлении.

Судя по современным данным о рельефе Венеры, можно ожидать, что древние континентальные области в значительной мере иссечены древними рифтами, число которых больше, чем показано на нашей схеме.

Согласно нашим построениям [20], вероятная тектоническая эволюция Венеры выглядит следующим образом: выделение первичной коры; формирование системы планетарных депрессий с базальтовым чехлом и погруженным древним фундаментом с синхронным растяжением и формированием рифтоподобных трогов в древних "континентальных" областях; формирование поднятия Афродита; формирование поднятия Иштар; формирование Деванского рифтово-вулканического пояса. Рифтовые системы Венеры, приуроченные в основном к поднятиям, формировались на относительно поздних стадиях развития планеты, по-видимому, в связи с формированием областей воздымания.

**Земля.** Геологическую эволюцию Земли мы рассмотрим на основе идей Г. Штилле о больших периодах развития Земли, развиваемых в последнее время в том или ином варианте многими исследователями [3, 9, 11, 16]. Данные об эволюции рифтогенеза и океаногенеза на Земле в основном базируются на работах Е.Е. Милановского [10—13, 30, 31], а также А.Ф. Грачева и В.С. Федоровского [4, 5].

В геологической эволюции Земли можно выделить пять мегаэтапов: первично-континентальный (4,6—3,5 млрд. лет назад), первично-океанический (3,5—2,6 млрд. лет назад), протогеосинклинально-

протоплатформенный (раннепротерозойский), геосинклинально-платформенный (рифейско-палеозойский) и континентально-вторично-океанический (мезозойско-кайнозойский), которые разделены главными эпохами кратонизации.

Первичноконтинентальный мегаэтап характеризовался выплавлением первичной коры, вероятно, основного состава, ее метаморфизмом, гранитизацией и кратонизацией в конце. На основе геологических и сравнительно-планетологических данных можно предполагать [16], что в течение первичноокеанического мегаэтапа на фоне эпохи расширения планеты на одном (Тихоокеанском) полушарии Земли формировалась гигантская планетарная океаноподобная депрессия (типа северной планетарной депрессии Марса), а на другом — сеть рифтоподобных структур (зеленокаменных и гранулитовых поясов).

Раннепротерозойский мегаэтап начался с эпохи вероятного некоторого расширения планеты, расколов коры, формирования нешироких протогеосинклинальных прогибов и многочисленных протоавлакогенов и закончился эпохой предрифейской кратонизации. Рифейско-палеозойский мегаэтап, по-видимому, начался с несколько большего расширения планеты, однако наиболее резко оно проявилось на поверхности нынешнего северного полушария Земли [12, 16, 30], где заложилась широкие геосинклинальные пояса (линейные океаноподобные депрессии с большим количеством микроконтинентов), разделенные приподнятыми платформами, в пределах которых формировались сети авлакогенов. В Гондванском полушарии расколы литосферы были, вероятно, менее значительными, редкими и, по-видимому, не сопровождались столь значительным растяжением и разобщением глыб континентов [2]. Этап закончился эпохой палеозойских складчатостей и герцинской кратонизацией. Последний, еще продолжающийся мезозойско-кайнозойский мегаэтап развития Земли также, вероятно, начался с эпохи ее расширения, проявившегося в форме образования вторичных океанов, обновления первичного (Тихого) океана, рифтогенеза и частичной регенерации геосинклиналей, но все эти процессы на этот раз в основном происходили и происходят в нынешнем южном полушарии планеты [13, 16].

Таким образом, можно выделить четыре глобальные эпохи активизации Земли (архейская, раннепротерозойская, рифейско-палеозойская и мезозойско-кайнозойская), каждая из которых начинается, так же как на Луне и Марсе, с расширения планеты (в раннем протерозое?), которое обычно проявляется асимметрично (т.е. наиболее резко протекает на одном из полушарий) и заканчивается эпохой кратонизации коры.

В течение второго—пятого мегаэтапов эволюции Земли отчетливо заметно [16], что от мегаэтапа к мегаэтапу увеличиваются размеры относительно более стабильных континентальных массивов и разделяющих их подвижных зон с переработанной и(или) раздвинутой континентальной корой (окенических и микроокеанических депрессий): "плиты" архея с многочисленными рифтоподобными трогами современных зеленокаменных поясов разделялись узкими рифтогенными микроокеаническими депрессиями (нынешние гранулитовые пояса); про-

топлатформы раннего протерозоя с протоавлакогенами разделялись примитивными линейными неширокими рифтогенными протогеосинклинальными депрессиями с утоненной континентальной и, реже, океанической корой; платформы рифея с авлакогенами разделялись более широкими океаноподобными депрессиями (океан-геосинклиналями); континенты кайнозоя с их рифтовыми структурами в основном разделяются современными океаническими впадинами. Данная тенденция, очевидно, объясняется утолщением литосферы Земли за время ее эволюции.

**Галилеевы спутники Юпитера и крупнейшие спутники Сатурна.** К Галилеевым спутникам Юпитера в порядке удаленности относятся Ио, Европа, Ганимед и Каллисто.

Ио диаметром 3638 км является одним из наиболее активных планетных тел Солнечной системы. На ее чрезвычайно молодой поверхности выделяется более 300 примерно равномерно разбросанных вулканических центров, многие из которых являются действующими [28]. Рифтогенез на Ио не проявляется, образуются лишь отдельные уступы и слабо выраженные широкие тектоно-магматические депрессии. Это, видимо, объясняется тем, что Ио претерпевает интенсивный разогрев, имеет тонкую прогретую литосферу без устойчивых конвекционных течений.

Изучение Европы диаметром 3126 км показало, что она имеет ледяную "литосферу" мощностью 75—150 км, водную "атмосферу" и силикатную центральную часть. Ледяная литосфера Европы иссечена сетью разломных лент, возникших при постепенном расширении этого планетного тела [38]. Разломные ленты имеют незначительную глубину (десятки метров), их ширина достигает 70 км, а длина — 1000 км и более. Некоторые из наиболее широких разломных лент вмещают в себя вторую, более узкую. Относительно более молодые разломные ленты являются все более широкими и длинными, что, по-видимому, свидетельствует о постепенном утолщении "литосферы" в эпоху разломообразования, которая, возможно, начавшись вскоре после формирования планетного тела, закончилась 0,5—1 млрд. лет назад.

Ганимед диаметром 5276 км имеет трехслойное строение: ледяная "литосфера" мощностью около 100 км, водная "астеносфера" мощностью сотни километров и силикатная центральная часть [25, 40]. На Ганимеди выделяется два основных типа поверхностей [33, 38]: темные сильно кратерированные с древнейшей корой (темный цвет обусловлен примесями силикатов в ледяной "литосфере") и светлые несколько менее кратерированные и относительно более молодые пояса бороздчатых поверхностей, сложенные чистым льдом [33] и расчленяющие древнейшие поверхности на полигоны. Пояса бороздчатых поверхностей шириной до нескольких сотен километров образуют планетарную сеть. Самый большой полигон поперечником около 5200 км с древнейшей корой располагается на Антиюпитерианском полушарии. Пояса имеют сложное внутреннее строение, причем чем шире пояс, тем в среднем он имеет более хаотическое строение, представленное переплетением полос грядово-бороздчатого рельефа с переменным простиранием.

В геологической эволюции Ганимеда можно выделить три этапа:

формирование планетного тела с разделением на силикатное ядро и водную оболочку, охлаждение которой привело к формированию ледяной "литосферы"; интенсивная метеоритная бомбардировка поверхности; формирование планетарной сети поясов бороздчатых поверхностей, начавшееся в конце периода интенсивной метеоритной бомбардировки; прекращение эндогенных процессов преобразования рельефа, охлаждение планеты.

Вполне вероятно, что пояса бороздчатых поверхностей образовались во время общего расширения планеты с увеличением площади поверхности на 5—7% [33, 40]. Вероятно, процесс расширения планеты привел к распаду ее литосферы на относительно стабильные полигональные в плане плиты, разделенные поясами, где в основном были сосредоточены деформации растяжения и формировался бороздчатый рельеф. При этом не ясно, какова была относительная роль чистого раздвигания ("спрединга") при формировании поясов бороздчатого рельефа. Разломные ленты Европы и пояса бороздчатых поверхностей Ганимеда можно рассматривать как своеобразные аналоги рифтов планет земной группы, но возникшие в условиях ледяной "литосферы" и водной "астеносферы" [19, 33].

На Каллисто диаметром 4848 км, обладающей древнейшей ледяной корой, усеянной ударными кратерами, в связи с наличием очень мощной "литосферы" процессы в глубоких недрах этого планетного тела не отразились на его поверхности.

Новейшие данные о характере поверхностей существенно ледяных спутников Сатурна (Мимас, Энцелад, Тефия, Диона, Рея) показали, что для них характерны два основных типа структур: метеоритные кратеры и линейные долины или разломные ленты. На усеянной кратерами поверхности Мимаса (диаметр 390 км) обнаружены две узкие прямолинейные долины длиной 200 и 400 км. На Тефии (диаметр 1050 км) с относительно более молодой поверхностью, чем у других названных спутников, обнаружена целая система разломных лент. На относительно более удаленном спутнике Рея (диаметр 1530 км) вся поверхность густо усеяна кратерами, а линейные структуры, видимо, отсутствуют. Линейные долины и разломные ленты спутников Сатурна, по-видимому, являются зонами растяжения, сформировавшимися вследствие увеличения площади поверхности спутников. Главной причиной расширения, вероятно, является переход воды в глубинных зонах в лед, что сопровождалось положительным объемным эффектом.

Рифтогенез и океаногенез являются важнейшими тектоническими процессами в эволюции большинства планетных тел. В таблице (см. вкл.) сведены представления об эволюции данных процессов на планетах земной группы; в общей форме они были ранее охарактеризованы Е.Е. Милановским и автором [16].

Океанические и океаноподобные депрессии есть на всех планетах земной группы. Среди них отчетливо выделяются два типа: первичные (обычно изометричные) — гигантские траппоподобные образования с в той или иной мере переработанным фундаментом и вторичные — линейные и существенно рифтогенные.

На всех планетах земной группы несомненно или предположительно

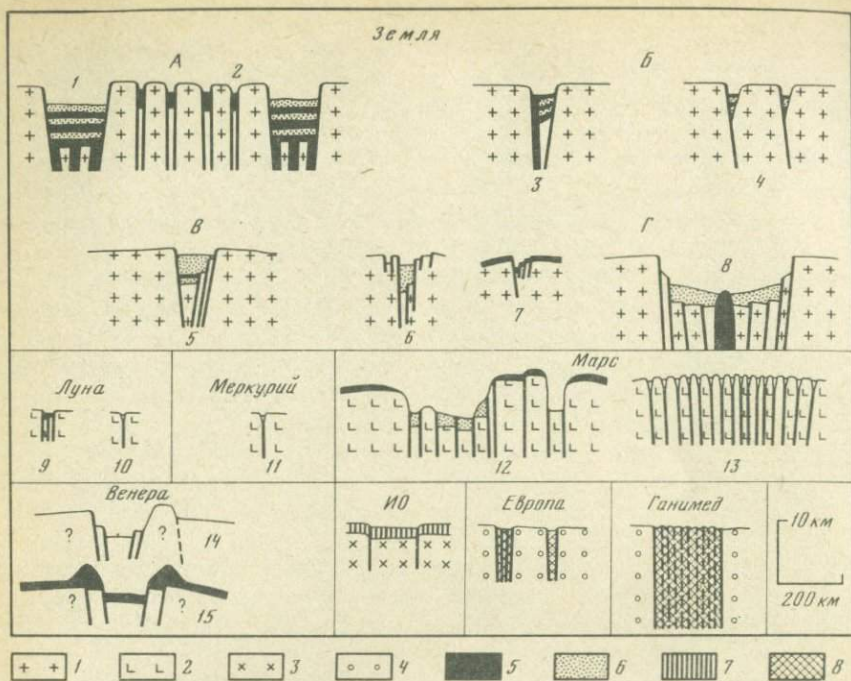


Рис. 5. Схематические предполагаемые разрезы внутриконтинентальных рифтов планет

А — архей; Б — ранний протерозой; В — рифей; Г — мезозой—кайнозой

1—4 — фундаменты: 1 — сиалический, 2 — габбро-анортозитовый, 3 — серно-силикатный, 4 — существенно ледяной; 5 — базальты; 6 — аккумулятивные осадочные породы; 7 — серные или серно-силикатные лавы; 8 — зоны, насыщенные водными интрузиями. Типы рифтов: 1 — "гранулитовый", 2 — зеленокаменный, 3 — печенгский, 4 — удоканский, 5 — авлакогеновый, 6 — байкальский, 7 — кенийский, 8 — красноморский, 9 — Озера Доброты, 10—11 — бороздоподобный, 12 — Долин Маринер, 13 — альба-краванский, 14 — Дали, 15 — Девана

есть древние (первичные) океанические бассейны, сформировавшиеся 3—4 млрд. лет назад, степень выраженности которых возрастает по мере удаленности планет от Солнца и зависит от массы планеты [16]. Только на Земле как наиболее крупной из дальних планет существуют по крайней мере две основные генерации океанов [16] — первичные и вторичные. В своем примитивном выражении в виде крупнейших из впадин рифтовой системы Долин Маринер вторичные океанические впадины есть и на Марсе [14]. На Земле от одного мегаэтапа к другому свойственные им линейные подвижные тектонические зоны укрупняются — от рифтовых поясов архея (современные гранулитовые пояса) к интеркратонным геосинклиналям раннего протерозоя и геосинклинальным поясам (океан-геосинклиналям) рифея-палеозоя и, наконец, к наиболее обширным вторичным (современным) океанам с срединно-океаническим хребтами. В данном ряду все возрастающую со временем роль играют ориентированное растяжение и раздвигание.

На планетах наблюдается значительное многообразие тектонических элементов, структурно и генетически родственных современным рифтам

Земли, единая классификация которых на современном, начальном этапе их исследования вряд ли возможна. Понимая искусственность наших построений, мы все рифты планет по тектоническому положению условно относим к трем категориям: внутриконтинентальным (включая в их число межконтинентальные и рифты областей пологих и мегагорстовых поднятий, а также рифты в районах с первичной корой, независимо от ее состава); внутριοкеаническим и рифтам переходных зон. На рис. 5 показано, как представляется на основе имеющихся данных, многообразие внутриконтинентальных рифтов планет.

По тектоническому положению внутриконтинентальные рифты можно разделить на три группы: рифты, образующие более или менее равномерную планетарную сеть; рифты, приуроченные к конкретным структурам континентальных областей (обычно поднятиям), и рассеянные отдельные грабены.

К рифтам, образующим планетарную сеть, относятся древнейшие рифты планет, разрывающие первичную кору на полигоны: системы рифтов раннего архея Земли (современные гранулитовые пояса), а также разломных лент Европы и поясов бороздчатых поверхностей Ганимеда. По-видимому, их генезис связан с фазами общего расширения планетных тел. На последующих мегаэтапах эволюции Земли такие системы рифтов не образовывались, их "место" заняли планетарные системы линейных океаноподобных и океанических структур (авлакогеосинклинали раннего протерозоя, океан-геосинклинали рифея—палеозоя, вторичные мезозойско-кайнозойские океаны).

Рифты (и их системы), приуроченные к конкретным структурам в целом, имеют размеры, находящиеся в прямой зависимости от размеров данных структур. Например, такие пары, как поднятие Фарсида и рифтовая система Долин Маринер, Кенийский свод и Кенийский рифт, поднятие Афродита и Афродитская рифтовая система и т.д. Генезис таких рифтов связан, вероятно, как с локальными активными эндогенными процессами (в основном, по-видимому, с эволюцией мантийных диапиров), так, возможно, и глобальным растяжением.

Отдельные рассеянные грабены, не приуроченные к каким-либо структурным элементам, обычно имеют небольшие размеры и генетически, вероятно, связаны со слабым и рассеянным региональным ("пассивным") растяжением.

Анализ внутриконтинентальных рифтов планет показывает, что характер их конкретного строения зависит во многом от совокупности следующих факторов: тектоническое положение, мощность, прочность и состав литосферы, активность астеносферы, величина растяжения, структура фундамента, длительность процесса рифтогенеза.

Мощность литосферы является важнейшим параметром при рифтогенезе. Рассмотрим качественно соотношения величин прогибания в разных рифтах, их длин и мощности литосферы (приводимые цифры имеют ориентировочное значение). Современные рифты Земли имеют величину погружения до 3—8 км, длину порядка 1000 км, мощность литосферы (в пририфтовых участках) 40—50 км; рифейские соответственно — 5, 1000 и 40 км; раннепротерозойские — 5—10, сотни, 30 км; архейские зеленокаменные трюги — 5—10, первые сотни, 10—20 км

(архейские "гранулитовые" рифты формировались, по-видимому, в условиях более мощной литосферы). Рифты системы Долин Маринер на Марсе — 10, тысячи, 150 км, грабены Луны и Меркурия — 0,5—1, десятки—сотни, несколько сотен километров. Замечено, что по мере роста мощности литосферы силикатных планет увеличиваются размеры их внутриконтинентальных рифтов (крупнейшие внутриконтинентальные рифты на планетах — рифты Марса и Венеры), но, когда эта мощность достигает какого-то предела, формируются не крупные рифты, а отдельные узкие бороздоподобные грабены (Луна, Меркурий). Если же мощность литосферы сравнительно невелика (менее 100 км), то формируются асимметричные рифты с одним более глубинным разломом (протерозойско-фанерозойские внутриконтинентальные рифты Земли; архейские (?)). От мощности литосферы зависит и "густота" рифтов, как было отмечено в работе для Марса и Земли.

Химический состав литосферы также контролирует глубину рифтовых долин. Известно, что одной из причин формирования внутриконтинентальных рифтовых долин является утяжеление коры под ними за счет внедрения мантийных магм; следовательно, чем легче относительно интрузий кора, тем глубже будет рифт. Видимо, отчасти поэтому на Марсе, лишенном сиалической оболочки, глубина прогибания в рифтах относительно мощности литосферы меньше, чем на Земле. Более наглядно это демонстрируется отсутствием крупных рифтовых долин на спутниках Юпитера с ледяными корами, где роль вещества интрузий играла вода, которая, замерзая, не создавала уплотнений.

От активности астеносферы в значительной мере зависит вулканизм в рифтовых зонах. По-видимому, наличие астеносферы является необходимым условием для формирования крупных рифтов. Но, если, например, астеносфера слишком активна и тепловой поток очень высок, как на Ио, то рифтогенеза не происходит, а формируются равномерно разбросанные вулканы и отдельные очень пологие вулcano-тектонические депрессии.

Растяжение является необходимым фактором для формирования всех типов рифтов, а его величина влияет на структуру рифта, возможность разрыва сплошности коры и т.д. Наибольшие растяжения присущи Земле. Именно поэтому для нее характерны разрывы сплошности коры, сдвиги и трансформные разломы.

Рифтовые структуры формировались за разные интервалы времени. Кайнозойские рифты Земли — за первые десятки миллионов лет; рифейские, возможно, за первые сотни миллионов лет; раннепротерозойские типа Печенги — за 250—300 млн. лет [21]; архейские зеленокаменные трюги также, возможно, за первые сотни млн. лет. Рифтовая система Долин Маринер формировалась примерно миллиард лет, а грабены Луны — сотни миллионов лет. По-видимому, чем быстрее формируется рифт, тем большую роль в его структуре играют раздвиги и сдвиги, как это видно на примере кайнозойских рифтов Земли, а чем медленнее, тем важнее проседание и некоторая базификация.

Дорифтовая структура фундамента контролирует структурный рисунок в рифтовой зоне и часто "используется" при заложении рифтов.

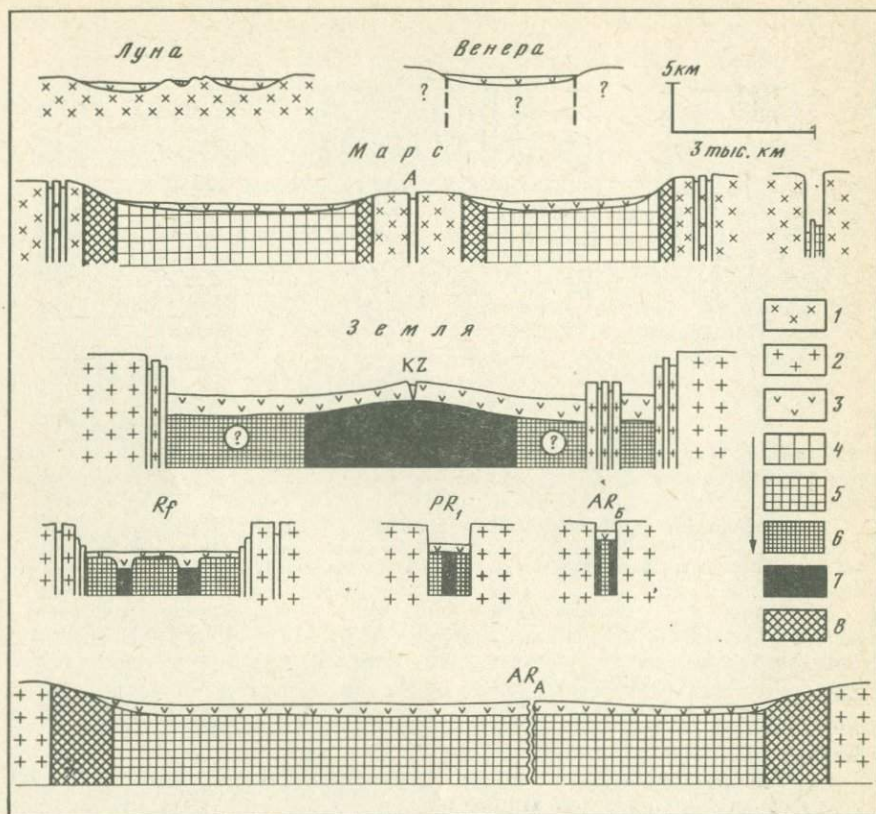


Рис. 6. Схематические предполагаемые разрезы океанических, микроокеанических и океаноподобных структур разных типов планет земной группы

Марс: А — северная планетарная депрессия, Б — крупнейшая из впадин Долин Маринер; Земля: КЗ — современный океан атлантического типа, Rf — рифейская океан-геосинклиналь Урало-Монгольского типа, PR<sub>1</sub> — раннепротерозойская интракратонная геосинклиналь (авлакогеосинклиналь), AR — архейский гранулитовый трог (Б) и Тихоокеанская впадина (А). 1—2 — фундамент: 1 — габбро-анортозитовый доокеанический, 2 — сиалический; 3 — базальтовые покровы; 4—6 — переработанная доокеаническая кора (стрелка показывает направление относительного усиления переработки); 7 — новообразованная (спредингвая) океаническая кора; 8 — зона мелкоблокового дробления континентальных окраин

Чем сложнее данная структура, тем менее прямолинейны разломы, ограничивающие рифтовую долину.

К категории внутриокеанических рифтов и родственных им структур можно отнести следующие тектонические элементы: на Земле — срединно-океанические хребты и внутримикроконтинентальные рифты; на Луне — эпibasальтовые грабены и пояса морских гряд(?); на Меркурии — эпibasальтовые грабены; на Марсе — внутрифундаментовые системы грабенов под базальтовым чехлом "океана", эпibasальтовые грабены и внутримикроконтинентальные ассоциации грабенов. На рис. 6 даны предполагаемые разрезы океанических и родственных им структур планет, а на рис. 7 — разрезы переходных зон на границе

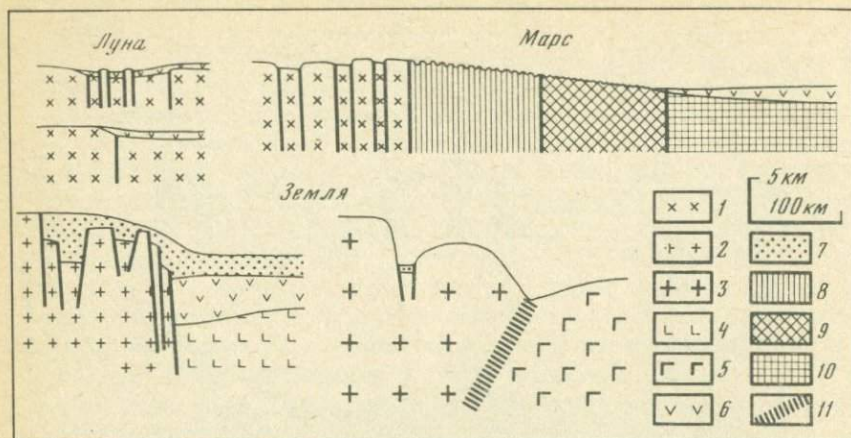


Рис. 7. Схематические предполагаемые разрезы континентальных окраин Луны, Марса и Земли

1 — габбро-анортозитовый докеанский фундамент; 2 — сиалический фундамент; 3 — континентальная кора; 4 — симатический фундамент; 5 — океаническая кора; 6 — базальтовые покровы; 7 — осадки; 8—10 — в разной степени переработанный континентальный фундамент (Марс); 11 — зона Беньофа

континент—океан для Луны, Марса и Земли. Отметим, что Тихоокеанский тип переходной зоны с зонами Беньофа характерен только для Земли; с континентальными окраинами Луны и Марса можно сопоставлять только континентальные окраины Атлантического типа Земли.

Анализируя данные об океанах и океаноподобных структурах и их переходных зон для Луны, Марса и Земли, можно отметить, что по мере увеличения массы в данном ряду планет наблюдаются следующие изменения: увеличивается глубина океанов; увеличивается степень преобразования фундамента — блоковые подвижки на Луне, ареальная деструкция и некоторая базификация на Марсе, глубокая тектоно-магматическая переработка и раздвигание на Земле; переходная зона становится все более четко выраженной и увеличивается глубинность и протяженность отдельных грабенов; возрастает роль рифтогенеза при океанообразовании, вплоть до крайней формы его проявления — формирование "спредингных" срединно-океанических хребтов.

В заключение следует отметить, что глобальные процессы активизации рифтогенеза и (или) океаногенеза отвечают мегаэпохам некоторого расширения планетных тел с наибольшим (в большинстве случаев) растяжением одного из полушарий. В геологической эволюции Луны и Меркурия выделяется одна такая мегаэпоха, Марса — две, Венеры, возможно, — четыре ярко выраженных, на Европе, Ганимеде, Мимасе, Энцеладе, Тетиде фиксируется одна подобная мегаэпоха. На планетах земной группы эпохи рифтогенеза и океаногенеза обычно совпадают.

Вышеизложенное исследование является первой попыткой сравнительно-планетологического анализа рифтогенеза и океаногенеза, поэто-

му, очевидно, несет элементы нестрогости и противоречивости, которые неизбежны на начальном этапе.

Автор благодарен Е.Е. Милановскому, под руководством которого выполнялось данное исследование.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берк К. Эволюция континентальных рифтовых систем в свете тектоники плит. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 187—193.
2. Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны. — Вест. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, N 5, с. 17—30.
3. Борукаев Ч.Б., Баширин А.К., Берзин Н.А. Докембрий континентов: Основные черты тектоники. Новосибирск: Недра, 1977. 261 с.
4. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакоенов и геосинклинальных трогов. — Сов. геология, 1970, N 12, с. 121—122.
5. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, N 5, с. 3—24.
6. Кац Я.Г., Козлов В.В. и др. Тектоническая карта Марса. М., 1980.
7. Кац Я.Г., Козлов В.В. и др. Рельеф, тектоника и вулканизм Марса. М.: Недра, 1982. 106 с.
8. Континентальные рифты/Под ред. И.Б. Рамберга, Э.Р. Неймана. М.: Мир, 1981. 480 с.
9. Кратц К.О., Берковский А.Н. и др. Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. 220 с.
10. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
11. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли). — Геотектоника, 1978, N 6, с. 3—16.
12. Милановский Е.Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, N 6, с. 29—58.
13. Милановский Е.Е. Основные этапы процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981 с. 38—60.
14. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Основные черты тектонического строения Марса. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1981, N 3, с. 15—28.
15. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Тектоническая эволюция Марса. — Вест. МГУ. Сер. 4, Геология, 1982, N 5, с. 14—26.
16. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Некоторые основные закономерности строения и геологической эволюции планет земной группы в связи с их положением в Солнечной системе. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, N 2, с. 420—424.
17. Нейман Э.Р., Рамберг И.Б. Палеорифты: Заключительные замечания. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 453—463.
18. Никишин А.М. Тектоническое положение и характер рифтовых структур Марса. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, N 11, с. 25—31.
19. Никишин А.М. Рифтоподобные структуры Марса и их сравнительно-планетологический анализ: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1982. 22 с.
20. Никишин А.М., Бурба Г.А. Тектоническое положение и характер линейных структур Венеры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, N 1, с. 53—61.
21. Скуфьин П.К., Николаева Л.П. Тектоника ядерной части печенгской структуры. — В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 80—87.
22. Стром Р. Гряды, кольцевые гребни и вулканические кольцевые комплексы лунных морей. — В кн.: Луна. М.: Мир, 1975, с. 71—104.
23. Суханов А.Л. Вулканические формы на лунной поверхности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1971. 23 с.
24. Флоренский К.П., Базилевский А.Т. Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 324 с.
25. Consolmagno G.J., Lewis J. Preliminary thermal history models of icy satellites. — In: Planetary satellites/Ed. J.A. Burns. Tucson: Univ. Aris. press, 1977, p. 492—500.
26. Dzurisin D. The tectonic and volcanic history of Mercury, as inferred from studies of scarps, ridges, troughs and other linea-

- ments. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, p. 4883—4906.
47. *Golombec M.P.* Structural analysis of lunar grabens and shallow crustal structure of the Moon. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 5, p. 4657—4666.
  28. *Masursky H.* et al. Preliminary geological map of 10. — Nature, 1979, vol. 280, p. 725—729.
  29. *Masursky H.* et al. Pioneer Venus radar results: Geology from images and altimetry. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, p. 8232—8260.
  30. *Milanovsky E.E.* Aulacogens of ancient platforms; problem of their origin and tectonic development. — Tectonophysics, 1981, vol. 73, p. 213—248.
  31. *Milanovsky E.E.* Major stages of rifting evolution in the Earth's history. — In: Papers, presented to the conference on the processes of planetary rifting. Napa Valley (Cal.), 1981, p. 86—89.
  32. *Mutch T.A.* et al. The geology of Mars. Princeton: Univ. press, 1976. 520 p.
  33. *Parmentier E.M., Zuber M.T., Head J.W.* Ganymede tectonics: global scale rifting due to planetary expansion? — In: Papers, presented to the conference on the processes of planetary rifting. Napa Valley (Cal.), 1981, p. 28—30.
  34. *Phillips R.J.* et al. Tectonics and evolution of Venus. — Science, 1981, vol. 212, p. 879—887.
  35. *Rene H.* Thickness of the western mare basalts. — In: Proc. 10th Lunar and Planet. Sci. Conf. Houston (Tex.), 1979, vol. 3, p. 2939—2955.
  36. *Schaber G.G.* Venus: global-scale crustal disruption, including rifting of continental rocks. — In: Papers, presented to the conference on the processes of planetary rifting. Napa Valley (Cal.), 1981, p. 31—33.
  37. *Scott D.H., Carr M.N.* Geologic map of Mars. — US Geol. Surv., 1978.
  38. *Smith B.A.* et al. The Galilean satellites of Jupiter: Voyager-2 images science results. — Science, 1979, vol. 26, p. 927—950.
  39. *Solomon S.C., Chaiken J.* Thermal expansion and thermal stress in the Moon and terrestrial planets: Clues to early thermal history. — In: Proc. 7th Lunar Sci. Conf., Houston (Tex.), 1976, p. 3229—3243.
  40. *Squyres S.W.* Volume changes in Ganymede and Callisto and the origin of grooved terrain. — Geophys. Res. Lett., 1980, vol. 7, p. 593—596.
  41. *Whiteford-Stark J.L., Head J.W.* Stratigraphy of Oceanus Procellarum basalts: Sources and styles of emplacement. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, p. 6579—6609.

УДК 551.242

Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ

## РИФТОГЕНЕЗ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

Древние платформы (кратоны) привлекают к себе исключительный интерес при исследованиях рифтогенеза не только потому, что рифтовые зоны пользуются в пределах многих из них широким распространением и выражены своими классическими тектонотипами, но и потому, что они представляют собой единственный тип крупных тектонических областей Земли, дающий уникальную возможность проследить историю рифтогенных структур и выявить тенденции эволюции рифтогенеза от самых ранних этапов геологического развития нашей планеты до современности.

Началом изучения рифтовых зон вообще и платформенных в частности можно считать первые научные наблюдения, сделанные в Байкальской впадине в конце XVIII в. русскими академиками Палласом и Георги, которые высказали предположения о связи ее возникновения либо с обрушением дна оз. Байкал, либо с раздвижением его берегов. Важнейшую роль в исследовании новейших (кайнозойских) рифтовых зон платформ сыграло высказанное в 1891 г. Э. Зюссом гениальное предположение о существовании единой грандиозной Афро-Аравийской

системы грабенов, блестяще подтвержденное через несколько лет английским геологом Грегори, который открыл в Восточной Африке Кенийский грабен и впервые применил в отношении подобной структуры термин "рифтовая долина".

В последнее время происходит быстрое развитие исследований кайнозойских рифтовых зон платформ. Существенный вклад в него внесли комплексные исследования советских ученых в Байкальской рифтовой зоне и Афро-Аравийской рифтовой системе, в частности работы Восточно-Африканской экспедиции АН СССР под руководством В.В. Белоусова, позволившие на основе сравнительного изучения интракратонных рифтовых зон выявить некоторые закономерности их строения и развития и разработать их типизацию.

Значительно позднее началось изучение более древних, докайнозойских и в особенности домезозойских рифтовых и рифтоподобных зон платформ. Как особая категория платформенных структур линейные грабенообразные впадины палеозойского и позднепротерозойского возраста на древних платформах были впервые в начале 50-х годов выделены Н.С. Шатским [12], предложившим в 1960 г. называть их авлакогенами. Но и после этого, вплоть до конца 60-х годов, изучение древних авлакогенов и молодых рифтовых зон платформ проводилось разобщенно, без серьезных попыток выяснить их соотношения, и лишь в 70-х годах в результате проведения сравнительно-тектонических исследований между ними был "переброшен мост", установлена связь и преемственность между этими типами платформенных структур. В дальнейшем на платформах были выявлены еще более древние рифтоподобные структуры, чем рифейские авлакогены, и ныне становится все более ясным, что рифтогенез или близкие к нему явления сопровождали все стадии геологического развития территорий древних платформ [7]. Вместе с тем очевидно, что многие особенности строения и развития рифтоподобных и рифтовых зон, как и тектоническая обстановка, в которой они формировались, их "экология", испытывали в ходе геологической истории платформ существенные изменения.

Рифтоподобные и рифтовые зоны на кратонах образуют ряд генераций, различающихся морфологией структурных форм, характером выполнения, масштабом магматизма, связанного с рифтогенезом, и составом его продуктов, ролью проявлений тектонической инверсии и деформаций сжатия на поздних стадиях эволюции подобных зон, длительностью развития, парагенезами с другими типами разновозрастных с ними тектонических зон и пр. Эти генерации принадлежат к пяти мегаэпохам — архейской, раннепротерозойской, позднепротерозойской, палеозойской и мезокайнозойской, причем лишь трем последним из них свойственны собственно рифтовые зоны, обладающие структурными признаками, сравнимыми с таковыми кайнозойских рифтовых зон, которые могут считаться тектонотипами рифтовых зон континентов. Рифтоподобные же структурные элементы двух ранних мегаэпох в их современном виде по большей части лишь отдаленно напоминают рифтовые зоны платформ последующего времени, хотя на ранних стадиях своей эволюции они обладали значительно большим сходством с ними.



Наиболее древние линейные тектонические зоны, выявленные в фундаменте древних платформ, принадлежат к архейской мегаэпохе и имеют частично раннеархейский, а частично позднеархейский возраст (соответственно 3,7—3,0 и 3,0—2,6 млрд. лет). Эти зоны сочетали в себе признаки как рифтовых, так и геосинклинальных зон последующих геологических эпох. Они закладывались в обстановке раздробления, горизонтального растяжения и проседания, которому подвергалась относительно маломощная и вследствие более высокого термического режима того времени — более пластичная и подвижная протоконтинентальная кора, обладавшая высокой проницаемостью для поднимавшихся по ним основным и ультраосновным расплавам; однако поздние стадии развития этих зон характеризовались сменой растяжения относительно сильным сжатием и все большим усилением прогрева земной коры (рис. 1).

К числу архейских линейных структур кратонов относятся прежде всего так называемые зеленокаменные пояса, установленные на щитах Северо-Американской, Восточно-Европейской, Африканской, Индостанской, Австралийской и некоторых других платформ. Они представляют сравнительно узкие, но глубокие (5—15 км) прогибы, протяженностью в десятки и первые сотни километров, выполненные мощными толщами базальтовых и коматитовых лав, а выше — низкокальциевых вулканитов кислого состава, а также терригенными и кремнистыми отложениями, среди которых существенную роль играют железистые кварциты (джеспилиты). В петрохимическом отношении вулканогенные образования архейских зеленокаменных поясов более напоминают вулканические серии фанерозойских рифтовых зон, нежели таковые ранней и средней ("островодужной") стадий развития эвгеосинклинальных зон [1]. Однако в каждой области развития "зеленокаменных поясов" они представлены целой группой подобных зон, оси которых имеют более или менее параллельную, хотя и несколько извилистую в плане конфигурацию. Зеленокаменные пояса разделяются зонами развития древнейших (раннеархейских) так называемых серых гнейсов гранодиоритового или тоналитового состава и, очевидно, закладывались в процессе раздробления и горизонтального растяжения и расчленения областей распространения последних системами многочисленных грабенообразных прогибов.

Эти особенности строения структурного плана и ранних стадий развития зеленокаменных поясов действительно сближают их с рифтовыми зонами, что дало основание ряду зарубежных и советских исследователей, в частности Б. Уиндли, А.В. Синицину, А.Ф. Грачеву и В.С. Федоровскому и др. [1, 8, 9 и др.], рассматривать их в качестве древнейших аналогов рифтовых структур позднейших эпох. По свойственной им расчлененности растяжения между довольно многочисленными

Рис. 1. Раннеархейские (?) чарнокит-гранулитовые пояса и ранне- и позднеархейские зеленокаменные пояса на древних платформах. Платформы и подвижные пояса на рис. 1—6 показаны в их современном положении, без палинспастических реконструкций

1 — нерасчлененный архейский гнейсовый фундамент древних платформ, частично переработанный в раннем и позднем протерозое; 2 — чарнокит-гранулитовые пояса; 3 — зеленокаменные "пояса"; 4 — границы древних платформ, определившиеся в позднем протерозое

взаимопараллельными небольшими рифтоподобными зонами области распространения архейских зеленокаменных поясов напоминают, в частности, кайнозойскую провинцию Бассейнов и Хребтов в Кордильерах с характерной для нее "клавиатурой", образованной из многих грабенов и горстов. По мнению А.Ф. Грачева и В.С. Федоровского [1], весьма вероятно, что заложение зеленокаменных поясов происходило в условиях некоторого расширения Земли. Однако на более поздних стадиях развития эти зоны испытывали значительное сжатие и приобретали форму сильно сжатых синклиналей или синклинориев, а их гнейсовый фундамент подвергался возрастающему прогреву, приобретал высокую пластичность и в значительной мере преобразовывался в ультраметаморфические гранитно-гнейсы и гранитоиды, которые "всплывали" в виде куполовидных массивов и частично внедрялись в архейские образования зеленокаменных поясов.

Завершающие деформации сжатия и сопровождавший их гранитоидный плутонизм не типичны для рифтовых зон, последующего геологического времени и, напротив, свойственны поздним стадиям развития геосинклинальных прогибов; на этом основании некоторые исследователи рассматривают зеленокаменные пояса в качестве своеобразных миниатюрных, но многочисленных древнейших аналогов эвгеосинклинальных прогибов, заложенных на раздробленной архейской протоконтинентальной коре. Правда, некоторые сторонники рифтовой природы зеленокаменных поясов считают, что деформации сжатия, которым подвергались эти пояса в конце своего развития, не связаны с общим горизонтальным сжатием подобных областей, а обусловлены расширяющим воздействием разделяющих зеленокаменные пояса гнейсовых зон, испытывавших в процессе гранитизации разуплотнение и расширение. Но даже если это предположение справедливо, зеленокаменные пояса архея существенно отличаются от типичных рифтовых зон значительно меньшей ролью в их строении крупных разломов, которые, если и возникли, то впоследствии оказывались как бы "заплывшими", т.е. замаскированными пластическими деформациями сильно разогретого и реоморфизованного материала их гранито-гнейсового субстрата.

Таким образом, архейские зеленокаменные пояса совмещают черты строения и развития, свойственные как рифтовым, так и эвгеосинклинальным зонам фанерозоя, и могут в определенной мере рассматриваться как "общий предок" этих различных типов фанерозойских структур. Следует заметить, что, за единичными исключениями архейские зеленокаменные пояса после завершения своего развития крепко спаивались со смежными с ними гранито-гнейсовыми зонами и не наследовались ни рифтовыми, ни какими-либо другими структурами последующего времени.

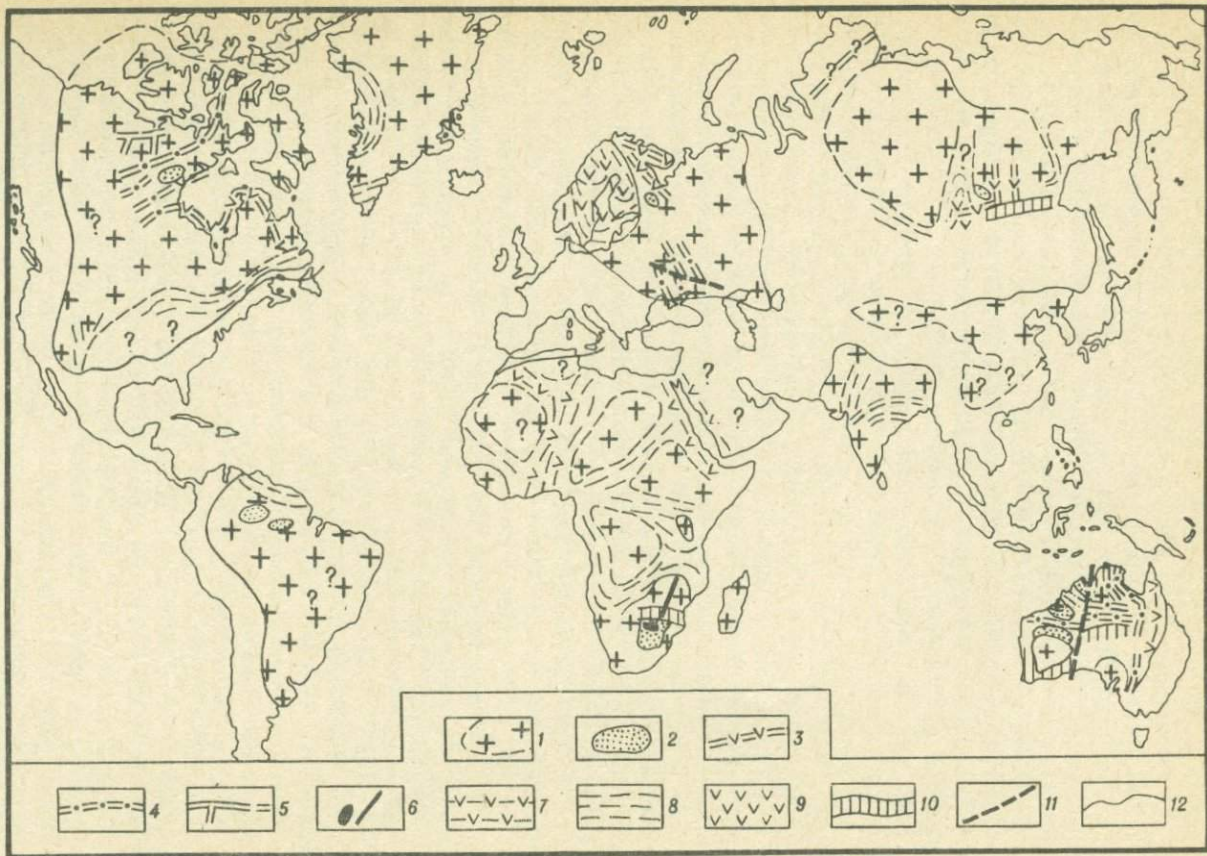
Другим типом архейских линейных зон, также развивавшихся в обстановке чередования горизонтального растяжения и сжатия земной коры, могут считаться так называемые гранулитовые или чарнокит-гранулитовые пояса, установленные на щитах большинства древних платформ, а в последнее время выявленные также в фундаменте Русской плиты К.О. Кратцем и др. [3], образно назвавшими эти пояса

"межами". Гранулитовые пояса резко отличаются от зеленокаменных поясов своей значительно большей шириной (до 100 км и более) и протяженностью (до 1000 км и более) и гораздо более высоким метаморфизмом, характеризующимся широким развитием пород гранулитовой фации, тогда как породы зеленокаменных поясов, как правило, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и значительно реже — амфиболитовой фации. Если зеленокаменные пояса представляют собой прогибы, то гранулитовые пояса в их современной структуре в основном выражены в виде линейных поднятий, в которых на поверхность выведены породы, первоначально слагавшие весьма глубокие "горизонты" архейского фундамента.

По мнению некоторых исследователей, будущие гранулитовые пояса обособились еще в раннем архее в процессе растяжения и раздробления глубокими шовными зонами протоконтинентальной коры территорий нынешних платформ и отражают ее разделение на значительно более крупные массивы и мегаблоки, чем гранито-гнейсовые блоки, разделенные зеленокаменными поясами. Первоначально они представляли, по-видимому, раздвиговые зоны, заполнявшиеся мантийными дериватами основного и ультраосновного состава, но впоследствии эти зоны подвергались сильному сжатию, раздавливанию, и по ним выдвигался и выжимался, надвигаясь на смежные блоки, материал глубоких частей протоконтинентальной коры. Некоторые другие исследователи, например А. Крёнер [4], считают, однако, что хотя глубоко метаморфизованный материал, в основном слагающий гранулитовые пояса, имеет архейский возраст, его выдвигание к поверхности произошло позднее — в раннем протерозое. В пользу последнего представления как будто могут свидетельствовать наблюдаемые на некоторых платформах несогласные структурные соотношения гранулитовых поясов с архейскими зеленокаменными поясами, которые имеют отличное от гранулитовых поясов простираение и как бы срезаются ими в плане. Кроме того, образования гранулитовых поясов, помимо древнейшего архейского метаморфизма гранулитовой фации, как правило, несут следы последующих ретроградных метаморфических преобразований, имевших место в раннем протерозое и нередко повторявшихся в последующие эпохи.

Следует подчеркнуть, что в отличие от зеленокаменных поясов многие гранулитовые пояса, как тектонические зоны, обладали значительной "живучестью", т.е. способностью к регенерации и впоследствии подчас неоднократно переживали тектоно-термальную активацию [2, 10] и, в частности, во многом предопределили локализацию многочисленных позднепротерозойских, палеозойских и даже мезокайнозойских рифтовых зон континентов, а также контуры впадин "вторичных" (мезокайнозойских) океанов — Индийского и Атлантического.

В течение раннепротерозойской мегаэпохи на относительно более зрелой и прочной, чем в архее, коре протоплатформенных областей в результате ее раздробления, растяжения и частичной деструкции закладывались отдельные узкие линейные грабенообразные прогибы, которые в связи с их отличиями от рифтовых структур последующего времени можно назвать проторифтовыми зонами (рис. 2).



Они известны в пределах Канадского, Балтийского, Украинского щитов и Воронежского массива Восточно-Европейской платформы, Алдадского щита Сибирской платформы, Южно-Африканского щита, а также Австралийской и Индостанской платформ. От архейских зеленокаменных поясов проторифтовые зоны раннего протерозоя отличаются большей протяженностью, а нередко и шириной, более выдержанным простираем, более отчетливо выраженной ролью контролирующих их крупных разломов, а также тем, что они присутствуют в областях своего распространения не в виде роев, а в виде одной или нескольких структур. На некоторых платформах, в частности Восточно-Европейской, Сибирской, Индостанской, Австралийской, можно заметить связь проторифтовых зон с одновозрастными и более широкими протогоеосинклинальными областями и зонами; некоторые проторифтовые структуры отвечают от последних (например, Сатурнская проторифтовая зона, отвечающая от Австралийской протогоеосинклинали на Индостанской платформе) или закладываются на некотором расстоянии от них, простираясь параллельно их краям, например проторифтовые зоны Кольского полуострова и Карелии, параллельные восточному краю Свекофенской протогоеосинклинальной области. Впрочем, протогоеосинклинальные области и зоны раннего протерозоя сильно уступали по своей ширине и протяженности геосинклинальным поясам неогей, и в некоторых случаях определить принадлежность той или иной зоны к протогенсинклинальному или проторифтовому типу бывает затруднительно.

Развитие части проторифтовых зон (как и некоторых протогоеосинклиналей) не сопровождалось сколько-нибудь заметным вулканизмом, и в них накапливались главным образом различные осадочные, преимущественно терригенные, образования, а также весьма характерные для подобных зон джеспилиты (например, Криворожская зона и аналогичные зоны района КМА). Напротив, в некоторых других проторифтовых зонах, например Печенга-Варзугской на Кольском полуострове и Лабрадорской на Канадском щите, формировались мощные осадочно-вулканогенные, преимущественно базальтоидные серии, и происходило внедрение пластовых и секущих тел базитов и гипербазитов, что, очевидно, может указывать на большую интенсивность растяжения и раздробления всей коры. Однако до полного разрыва сплошности протоконтинентальной коры процесс растяжения почти никогда не доходил как в проторифтовых зонах, так и в большинстве протогоеосинклинальных областей, и за единичными исклю-

Рис. 2. Раннепротерозойские рифтоподобные зоны в структуре древних платформ

1 — протоплатформенные области; 2 — впадины в них (протосинклизы), выполненные осадочно-вулканогенным чехлом; 3 — проторифтовые зоны (авлакогеосинклинали) с осадочно-вулканогенным разрезом, превратившиеся к концу раннего протерозоя в интракратонные складчатые зоны; 4 — то же, с осадочным разрезом; 5 — авлакогены второй половины раннего протерозоя; 6 — крупнейшие базит-ультрабазитовые интрузивы; 7 — эпикратонные протогоеосинклинальные области с осадочно-вулканогенным разрезом, превратившиеся к концу раннего протерозоя в складчатые области; 8 — то же, с осадочным разрезом; 9 — протогоеосинклинальные зоны на коре океанического (?) типа; 10 — зоны тектоно-магматической активизации в раннем протерозое; 11 — некоторые крупные зоны разломов, возможно сдвигового типа; 12 — границы древних платформ, определившиеся в позднем протерозое

чениями (например, Байкало-Витимская прото-эвгеосинклинальная зона) офиолитовые трюги с корой океанического типа не возникали. В некоторых случаях вследствие глубокой последующей денудации от вулканогенных проторифтовых зон сохранились лишь их "корни", выраженные в виде мощных и весьма протяженных дайкообразных интрузивных тел базит-гипербазитового состава (например, так называемая Великая дайка Зимбабве).

Ранние стадии развития проторифтовых зон, протекавшие в условиях горизонтального растяжения и проседания их фундамента, несомненно, весьма напоминают формирование интракратонных рифтовых зон рифея и фанерозоя. Однако на более поздних стадиях развития большинство проторифтовых зон подвергалось горизонтальному сжатию, проявлявшемуся в них по-разному в зависимости от состава заполняющих их образований. В зонах, выполненных массивными вулканическими образованиями, оно приводило к формированию крупных асимметричных мульд, срезанных краевыми надвигами и осложненных второстепенными чешуйчатыми разрывами взбросово-надвигового типа. Напротив, в прогибах, выполненных тонкослоистыми осадочными, в том числе джеспилитовыми формациями, возникали узкие, сильно сжатые синклинали и синклинии. Следует заметить, что даже Великая дайка Зимбабве несет признаки сильного последующего сжатия и сдвиговых деформаций, выраженных в виде осложняющих ее, прямолинейное простираие горизонтальных флексур (сигмоид). В некоторых проторифтовых зонах (например, Куола-Выгозерской зоне в Карелии) в течение раннего протерозоя появился не один, а по крайней мере два цикла растяжения и последующего сжатия земной коры. Лишь весьма немногие из проторифтовых зон, например Билякчанский грабен на востоке Алданского щита, более поздний по времени своего заложения и проседания (конец раннего протерозоя), чем большинство ранее упоминавшихся, не испытали в конце своего развития заметного сжатия.

Итак, развитие почти всех проторифтовых зон начиналось в начале или середине раннего протерозоя (около 2,5 или 2,2 млрд. лет назад) с заложения в коре протоплатформ линейных грабенообразных прогибов и протекало в условиях более или менее значительного горизонтального растяжения, но завершалось (чаще всего около 2—1,9 млрд. лет назад) деформациями сжатия, сильно изменявшими их первоначальную структуру. Эти деформации происходили синхронно со свекофенской эпохой складчатости (в одноименной протогоеосинклинальной области) и одновозрастными ей завершающими складкообразовательными процессами в других раннепротерозойских протогоеосинклинальных областях. Таким образом, развитие раннепротерозойских проторифтовых зон и протогоеосинклинальных областей подчинялось общей глобальной ритмичности проявлений расширения и сжатия земной коры. Однако масштаб этих деформаций растяжения и последующего сжатия на отдельных протоплатформах и в отдельных протогоеосинклинальных областях, а также суммарный глобальный эффект этих движений, по-видимому, уступал масштабу аналогичных процессов, происходивших в архее, а масштаб проявлений растяжения в раннем протерозое был, по-

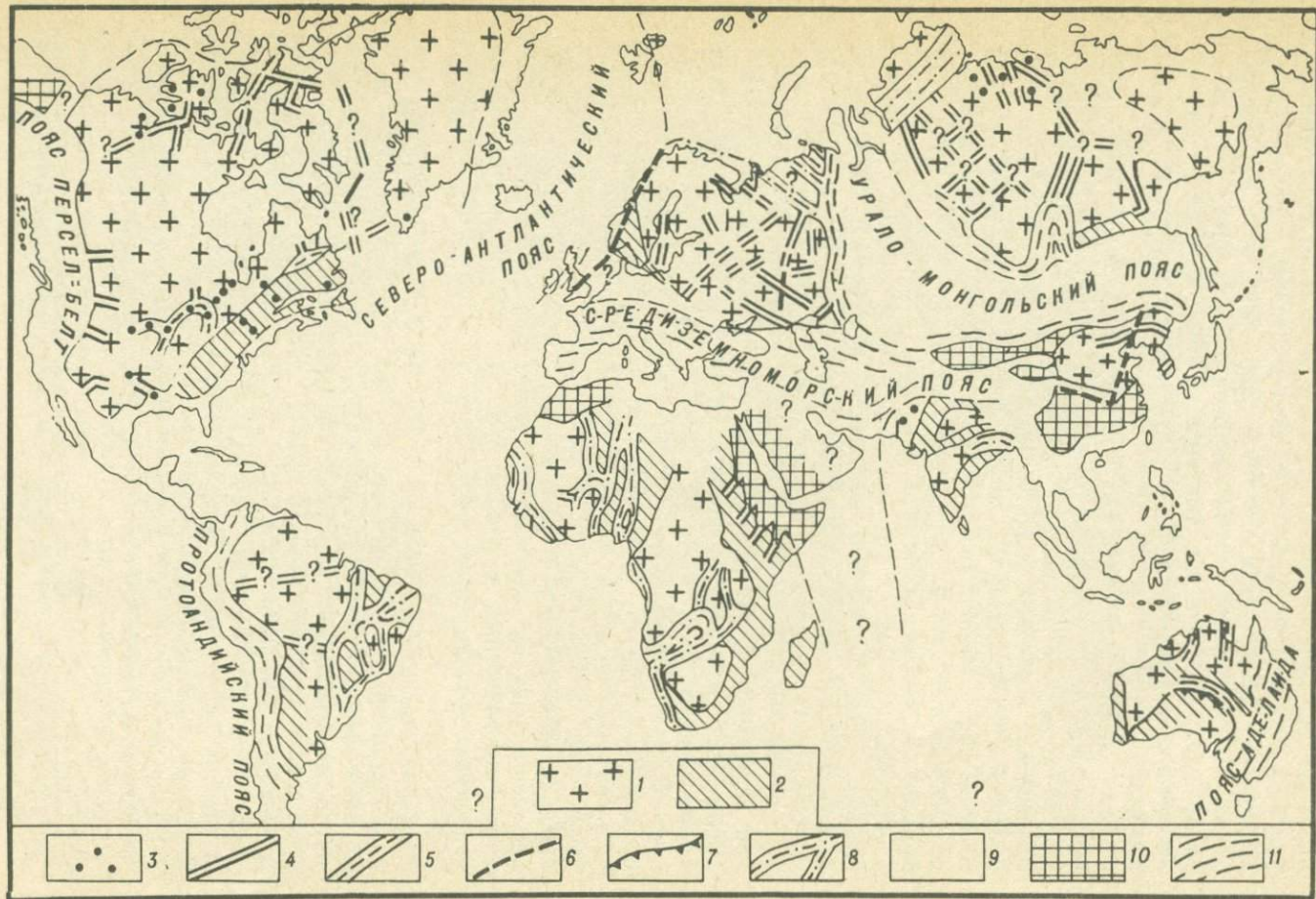
видимому, также значительно меньше горизонтального растяжения, имевшего место в архее<sup>1</sup>. Раннепротерозойские проторифтовые зоны были, несомненно, родственны одновозрастным им протогеосинклинальным областям, закладывались, как и последние, на протоконтинентальной коре, развивались в принципе однотипно с ними, но отличались от них главным образом своими меньшими размерами и масштабами деформаций, относительно меньшим сжатием и меньшей интенсивностью метаморфизма и кислого плутонизма на завершающих стадиях развития.

Позднепротерозойская мегаэпоха была ознаменована резким глобальным усилением процессов горизонтального расширения земной коры. Оно началось в раннем рифее, наиболее интенсивно проявлялось в среднем рифее и после некоторого перерыва, в ряде областей сопровождавшегося деформациями сжатия, возобновилось в позднем рифее, завершившись новыми проявлениями сжатия в конце позднего рифея и в венде. Растяжение и деструкция земной коры в рифее привели к заложению нескольких огромных геосинклинальных поясов. Самый протяженный из них — Циркум-Тихоокеанский — возник на границе между главными сегментами (полушариями) Земли соответственно с корой океанического типа (Тихоокеанский талассократон) и континентального типа, а другие пояса — Северо-Атлантический, Урало-Монгольский, Средиземноморский — разделили континентальное полушарие на ряд древних платформ Лавразийской группы — Гренландско-Северо-Американскую, Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайскую, а также отделили от них гигантскую и весьма своеобразную Гондванскую суперплатформу (или агломерацию из нескольких платформ). Несомненно, что возникшие в рифее геосинклинальные пояса обладали весьма гетерогенной внутренней структурой. Хотя ранее существовавшая в их пределах континентальная кора подверглась сильному раздроблению, растяжению и утонению, она, по видимому, лишь местами была полностью разрушена и разорвана, а на обширных внутренних и краевых участках этих поясов сохранялись остаточные массивы, испытывавшие лишь незначительную переработку (рис. 3).

Горизонтальное растяжение земной коры в рифее проявлялось также и на самих древних платформах, приведя к их раздроблению на ряд крупных приподнятых блоков (щитов и массивов) и к заложению между ними многочисленных линейных грабенообразных прогибов, часть которых с полным правом может рассматриваться в качестве древнейшей генерации типичных континентальных рифтовых зон. Многие из них, во всяком случае, на Восточно-Европейской платформе, оказались приуроченными к регенерированным архейским зонам в ее фундаменте ("межам" или гранулитовым поясам).

В позднем протерозое впервые фиксируются чрезвычайно резкие отличия в тектоническом развитии древних платформ Северной (Лавра-

<sup>1</sup>Эти выводы смогут потребовать пересмотра в том случае, если будет установлен раннепротерозойский возраст впадины Тихого океана, время возникновения которой пока неизвестно.



зийской) и Южной (Гондванской) групп, а также в пространственном размещении геосинклинальных поясов, названные Н.А. Штрейсом [14] "биполярностью" структуры Земли. Эти отличия выражаются, в частности, в том, что наиболее ранние типичные проявления интракратонного рифтогенеза в форме заложения и развития многочисленных рифейских линейных грабенообразных прогибов в своей подавляющей части сосредоточены в пределах платформ Лавразийской группы. Подобные структуры были впервые выявлены на Восточно-Европейской платформе Н.С. Шатским, а в последующие годы были установлены или идентифицированы также на Сибирской, Китайской и Гренландско-Северо-Американской платформах. Рифейские авлакогены имеют протяженность в многие сотни и даже более тысячи километров, ширину в несколько десятков—сотню километров и глубину от 1—2 до 10 км и более. Их днища ограничены и рассечены главным образом продольными, реже поперечными нормальными сбросами. На каждой из платформ авлакогены простираются в нескольких различных направлениях (северо-западном, северо-восточном, субширотном, субмеридиональном). Это дает основание предполагать, что их заложение и развитие происходило в обстановке некоторого разнонаправленного горизонтального расширения ("расползания") земной коры этих платформ.

Возникновение и дальнейшая эволюция интракратонных палеорифтовых зон — авлакогенов — протекали в несомненной структурной и генетической связи с заложением и развитием геосинклинальных поясов, разделяющих древние платформы или отделявших их от Тихоокеанского талассократона. В большинстве своем авлакогены являлись слепыми ветвями геосинклинальных поясов, вдающимися в тело платформ, или узкими связующими ветвями между соседними геосинклинальными поясами, отсекающими от основного тела платформы их периферические, угловые участки, либо, наконец, замкнутыми внутриплатформенными бороздовыми впадинами, закладывавшимися параллельно соседним геосинклинальным поясам в прилегающих к ним частях платформы. По формационному составу и мощностям заполняющих отложений рифейские авлакогены по большей части занимают промежуточное положение между миеосинклинальными зонами геосинклинальных поясов и участками плитного чехла платформ, начавшего формироваться в рифее, главным образом в перикратонных прогибах. Однако в выполнении ряда авлакогенов участвуют, а в некоторых, в частности, наиболее глубоких из них (например, Кьюиноуском, Гарларском и др.) даже играют доминирующую роль мощные вулканогенные толщи существенно базальтового состава, сопровождаемые пластовыми интрузиями базитов. Эти комплексы в

Рис. 3. Рифтовые и рифтоподобные зоны на древних платформах в позднем протерозое  
 1 — древние (дорифейские) платформы; 2 — зоны тектоно-магматической активизации платформ в позднем протерозое (около 1 и 0,5—0,6 млрд. лет); 3 — магматизм на платформах в рифее и венде; 4 — авлакогены; 5 — авлакогены, испытавшие инверсию около 1 или 0,5—0,6 млрд. лет; 6 — крутые разломы; 7 — надлиги и шарьяжи; 8 — авлакогеосинклинали, испытавшие ранне- или позднебайкальскую складчатость; 9 — позднпротерозойские геосинклинальные пояса; 10 — области раннебайкальской складчатости в них (древнее 0,8—1 млрд. лет); 11 — то же, позднебайкальской и салаирской складчатости (0,5—0,6 млрд. лет)

целом весьма напоминают вулканические формации некоторых раннепротерозойских проторифтовых зон (например, Печенга-Варгуской), но иногда отличаются от них присутствием интрузивных тел, обычно центрального типа, сложенных щелочно-ультраосновными породами (например, в Гардарской зоне). Широкие проявления позднепротерозойского щелочного вулканизма, связанного с рифтогенезом, отмечаются также на севере Сибирской платформы [13].

В конце среднего рифея или в конце позднего рифея—венде большинство авлакогенов отмирает, а некоторые из них испытывают инверсию знака вертикальных и горизонтальных движений (смену погружения воздыманием, растяжения — сжатием), выразившуюся в возникновении в авлакогенах внутренних вало- и горстообразных поднятий, взбросов, надвигов, а в отдельных случаях — также складчатых деформаций отложений, выполняющих авлакогены, что наиболее существенно сложным авлакогенам (по Н.С. Шатскому) или авлакогеосинклинальным зонам (по Г.П. Леонову), приуроченным к наиболее подвижным периферическим областям древних платформ. Эти деформации инверсионного характера по времени отвечали раннебайкальской (гренильской, дальсландской, исседонской и т.д.) и собственно байкальской эпохам складчатости и, очевидно, представляли собой их отражение на платформах. В тех авлакогенах, где тектоническая инверсия не проявлялась слабо, в венде или палеозое на их месте начинали формироваться более широкие и плоские платформенные впадины типа синеклиз.

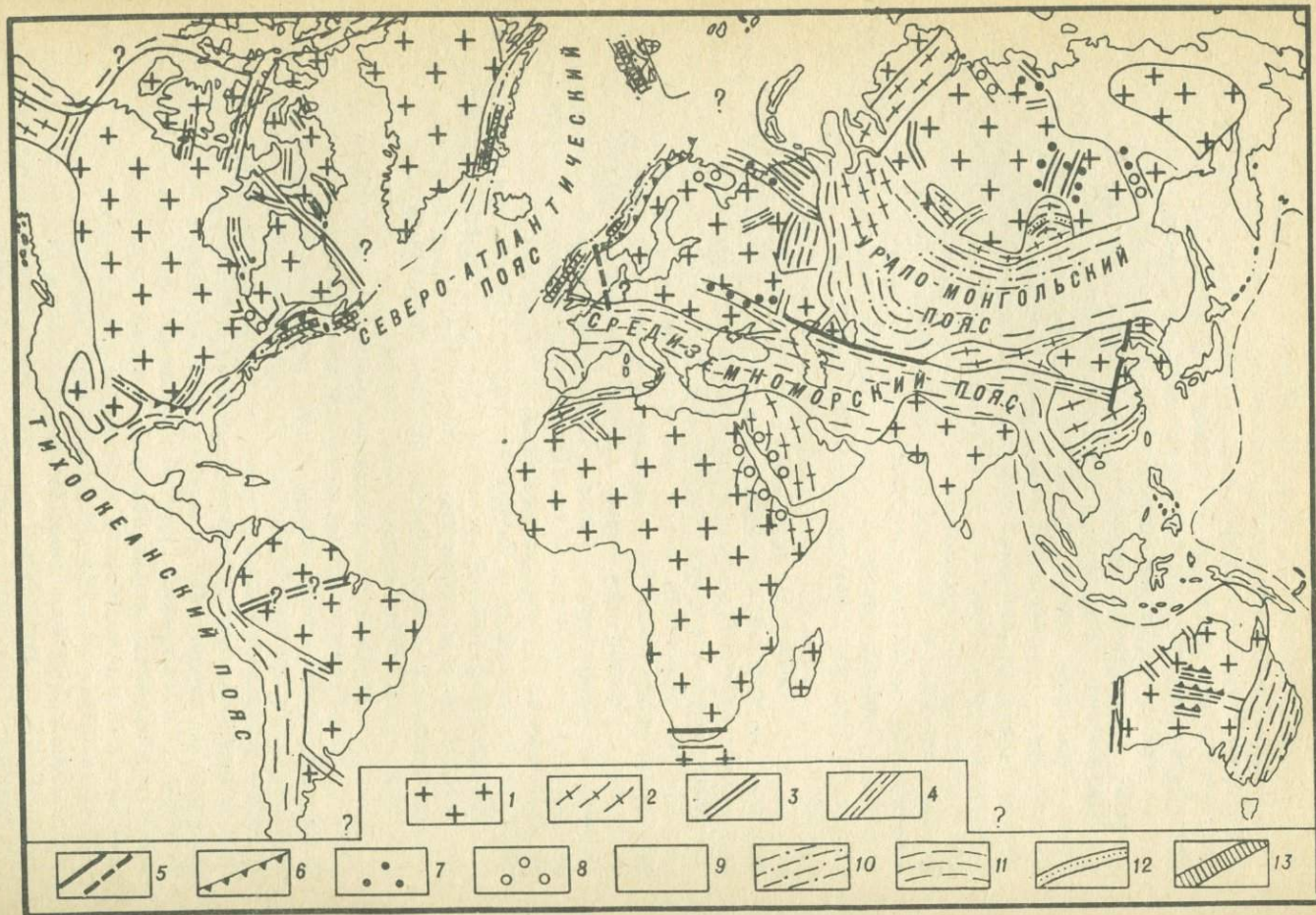
На большинстве платформ Гондванской группы типичные позднепротерозойские авлакогены почти полностью отсутствуют, что, вероятно, связано с удаленностью их территорий от главных геосинклинальных поясов. Исключения составляют лишь северная и центральная части Австралийской платформы, приближенные к Аделаидскому сегменту Тихоокеанского геосинклинального пояса (авлакогены Баттен, Амадиес и др.), и Антарктическая платформа, где одни рифейские авлакогены тяготеют к Росскому сегменту Тихоокеанского геосинклинального пояса, а другие располагаются в северных частях Восточной Антарктиды близ побережья Южного океана, в пределах которого можно подозревать существование Периантарктического байкальского геосинклинального пояса (пояс Нерейс А.Н. Мазаровича [6]). В пределах же большей, западной части Гондваны, на территориях современных Африкано-Аравийской и Южно-Американской платформ, вместо типичных авлакогенов широко распространены узкие энсиалические интракратонные геосинклинальные прогибы, обладающие сходством с раннепротерозойскими проторифтовыми зонами. Подобные зоны по своим параметрам, формациям и структуре, промежуточные между авлакогенами и геосинклинальными прогибами, Г.П. Леонов [5] предложил называть авлакогеосинклиналями. Развитие авлакогеосинклинальных прогибов завершалось на рубеже среднего и позднего рифея или в конце рифея—венде интенсивным сжатием и формированием складчатой структуры, проявлениями метаморфизма (обычно зеленосланцевой ступени) и гранитоидного магматизма. Со

второй из этих эпох связаны также широкие проявления тектоно-термальной активизации в ряде зон Африки и Южной Америки.

В целом горизонтальное растяжение, которому кора древних платформ подверглась в рифее, выразившееся в возникновении системы авлакогенов, несомненно, не было полностью компенсировано сжатием, проявившимся в середине и конце позднего протерозоя, что, вероятно, может указывать на некоторое общее горизонтальное расширение территории древних платформ в позднем протерозое, а факт одновременного растяжения и углубления многих авлакогенов, имеющих в пределах одной и той же платформы самые различные простирания, говорит о том, что земная кора платформ испытывала горизонтальное расширение в различных направлениях ("расползание"). Вряд ли можно сомневаться в том, что растяжение коры, имевшее место при заложении геосинклинальных поясов в рифее, также не было целиком компенсировано деформациями сжатия, происходившими в середине и конце байкальского "цикла", поскольку развитие этих поясов, за исключением их сравнительно небольших периферических участков, не закончилось в позднем протерозое и с новой силой возобновилось в палеозое.

Палеозойская мегаэпоха по интенсивности, длительности и площади проявлений рифтогенеза на древних платформах в целом заметно уступает позднпротерозойской, что в особенности характерно для большинства платформ Гондванской группы (рис. 4). Как правило, в палеозое не возникали новые интракратонные рифтовые зоны, а регенерировались после более или менее продолжительной паузы в их активном развитии некоторые древние, рифейские авлакогены. В единичных авлакогенах, однако (как, например, в Яньшаньском авлакогене на северо-востоке Китайской платформы), погружение почти не прерывалось на рубеже позднего протерозоя и палеозоя. Зоны, затронутые проявлениями интракратонного рифтогенеза в палеозое, на платформах Лавразийской группы охватывали в отличие от рифейских авлакогенов не всю территорию этих платформ, а лишь их части, прилегающие к обрамлявшим их активно развивавшимся в соответствующую эпоху геосинклинальным поясам.

Явления частичной регенерации рифейских авлакогенов на древних платформах в раннем палеозое и среднем палеозое (в девоне), очевидно, были аналогичны и родственны одновременным с ними, но гораздо более мощным процессам регенерации или заложения (?) ряда мио- и эвгеосинклинальных прогибов (в том числе офиолитовых), происходившим в смежных геосинклинальных поясах в начале каледонского и герцинского циклов их развития. Так, например, на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, которые обрамлялись палеозойскими геосинклинальными поясами и возникшими на их месте разновозрастными эпигеосинклинальными складчатými областями, в некоторых регенерированных авлакогенах проявился относительно слабо выраженный (особенно на Восточно-Европейской платформе) синкаледонский "цикл", а затем в среднем—позднем девоне на обеих платформах произошла регенерация ряда рифейских авлакогенов, которая представляла одно из проявлений глобального процесса



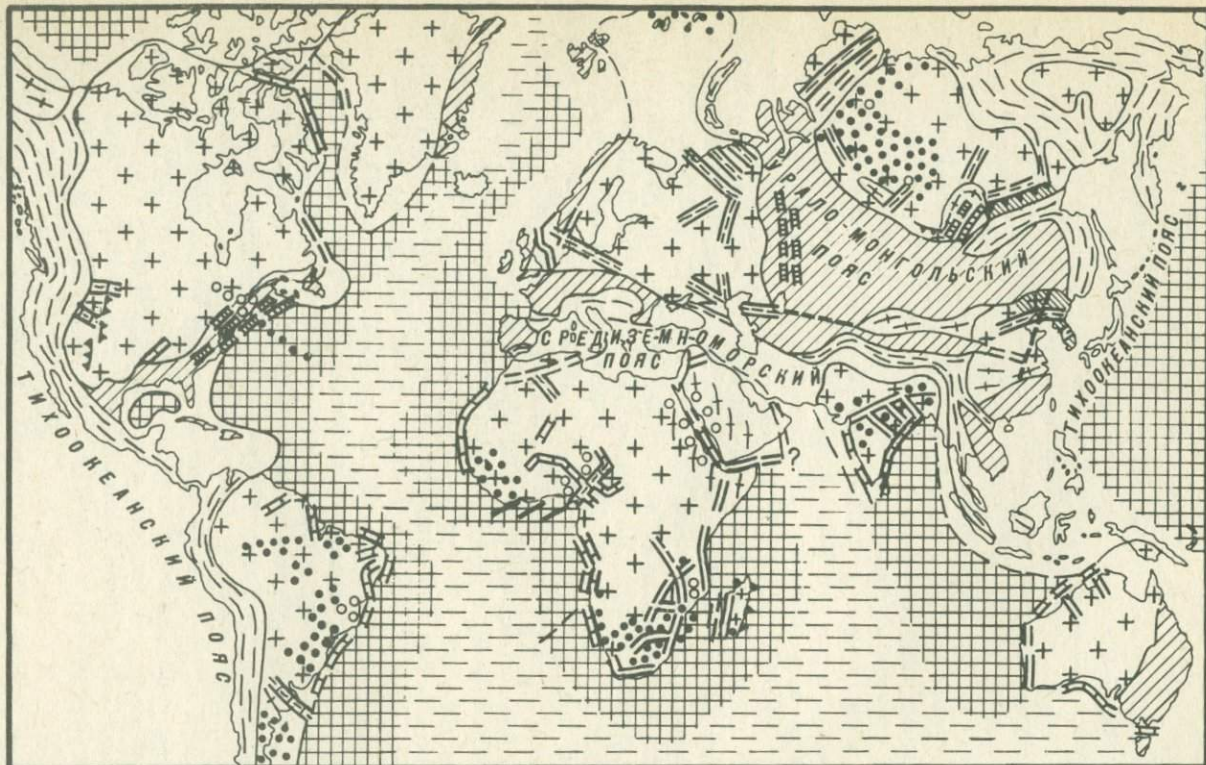
тектоно-магматической активизации, имевшей место в девоне, т.е. в начале герцинского "цикла". В некоторых авлакогенах как на Восточно-Европейской, так и на Сибирской платформах их регенерация сопровождалась довольно мощными вспышками щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма (Днепровско-Донецкий, Вилуйский, Сетта-Дабанский и другие авлакогены).

Таким образом, в палеозое отчетливо щелочной характер приобрели не только интрузивные тела, связанные с интракратонным рифтогенезом (что отмечалось уже в некоторых рифейских авлакогенах), но и выполняющие авлакогены вулканические образования, весьма близкие в петрохимическом отношении к продуктам вулканизма кайнозойских интракратонных рифтовых зон. Помимо Восточно-Европейской и Сибирской платформ, регенерация проявилась в палеозое также в некоторых авлакогенах в южной, юго-восточной и северной частях Северо-Американской платформы, прилегавших к Уачита-Аппалачской и Иннуитской палеозойским геосинклинальным областям. Длительность периода интенсивного погружения и некоторого горизонтального растяжения регенерированных авлакогенов в течение повторных палеозойских (каледонского и герцинского) "циклов" их развития, как правило, была гораздо меньшей, чем в байкальском "цикле", составляя обычно лишь несколько десятков миллионов лет против нескольких сот миллионов лет в последнем, но общая глубина их опускания в палеозое в целом мало уступала таковой в рифее, а скорость их проседания в период регенерации даже существенно превосходила средний темп погружения авлакогенов в позднем протерозое. Лишь в самом глубоком (до 10—15 км) из них — Днепровско-Донецком сложном авлакогене (или авлакогеосинклинали) — процессы растяжения и погружения продолжались более 100 млн. лет — с позднего девона до ранней перми, завершившись в его восточной части инверсией и складчатостью в середине пермского периода. Более слабые повторные деформации сжатия продолжались в этой зоне, по крайней мере, до конца мезозоя.

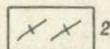
Принципиально сходный с Днепровско-Донецким тип развития и последовательность его стадий, как показал Н.С. Шатский [11], характеризует авлакоген Вичита на юге Северо-Американской платформы. В некоторых других палеозойских авлакогенах после сравнительно кратковременного периода быстрого и глубокого погружения и вулканической активности наступила пауза в их развитии, в течение которой они существенно не отличались по характеру тектонических движений и мощности осадков от смежных участков платформы, но затем в этих авлакогенах происходили деформации инверсионного характера, выраженные в возникновении над грабенами в фундаменте

←  
**Рис. 4.** Рифтовые зоны на древних платформах и в складчатых областях в палеозое (до перми)

1 — древние платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — ранне- и среднепалеозойские авлакогены (в основном регенерированные); 4 — то же, испытавшие инверсию в среднем или позднем палеозое; 5 — крутые разломы; 6 — надыги и шарьяжи; 7 — вулканизм на платформах; 8 — интрузии на платформах; 9 — палеозойские геосинклинальные пояса; 10 — их области, завершившие развитие каледонской складчатостью; 11 — то же, с мощными проявлениями герцинской (или каледонской и герцинской) складчатости; 12 — кембрийские эпиорогенные рифтовые зоны в байкалидах; 13 — девонские и карбоновые эпиорогенные рифтовые зоны в каледонидах



1



2



3



4



5



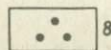
6



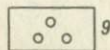
7a



7b



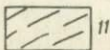
8



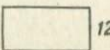
9



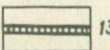
10



11



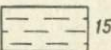
12



13



14



15

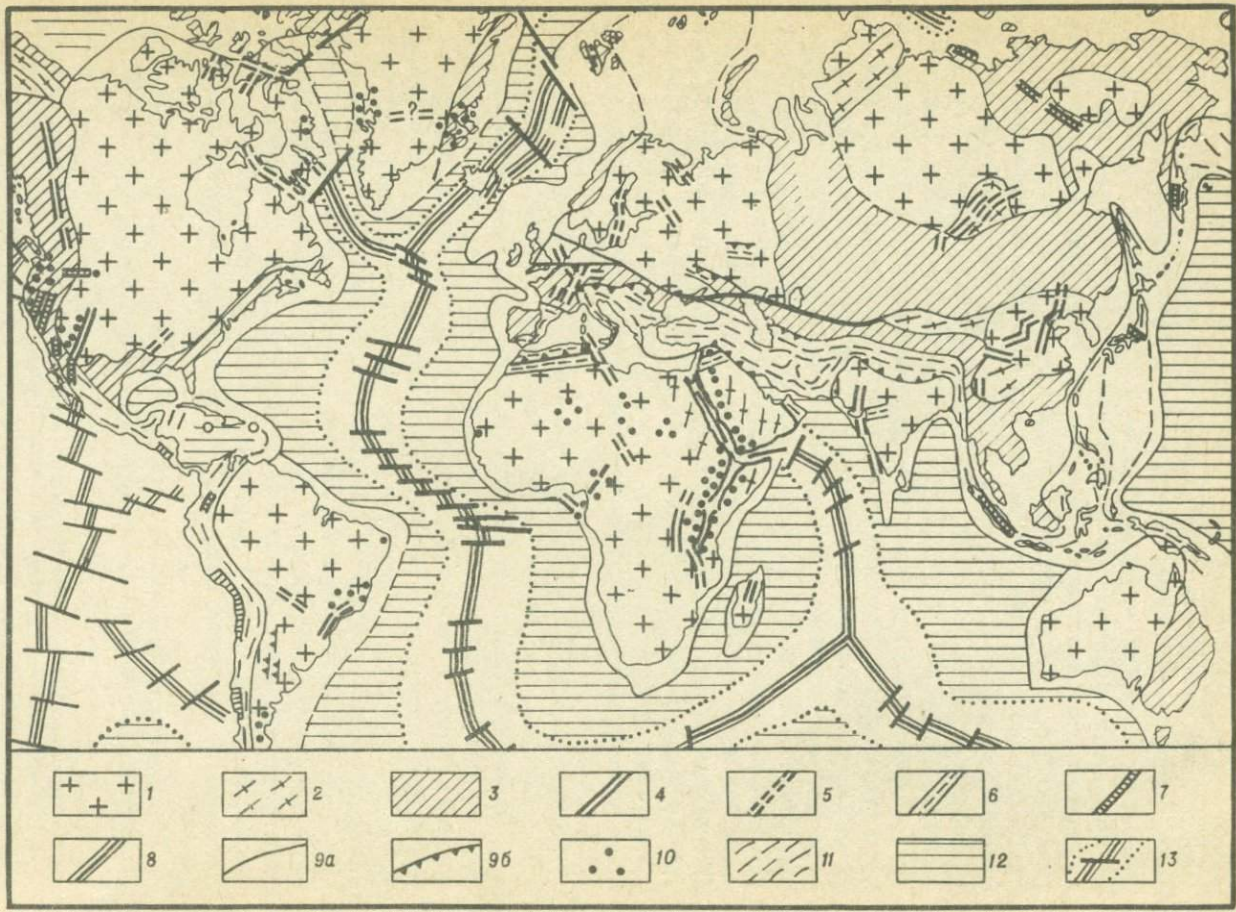
валообразных поднятий платформенного чехла (плакантиклиналей), взбросо-надвиговых подвижках и пр. В ряде авлакогенов Восточно-Европейской платформы (Кировском, Сухонском, Окско-Цнинском, Доно-Медведицком, Тиманском и пр.) эти инверсионные деформации сжатия по времени оказались сильно оторванными от стадий их регенерации и интенсивного погружения (вторая половина девона) и происходили в конце триаса, в юре, позднем мелу, а местами, возможно, даже в кайнозое (Жигулевский взбросо-надвиг).

На большинстве южных Гондванских платформ, в том числе и тех, которые в позднем протерозое являлись ареной развития многочисленных авлакогеосинклинальных зон, рифтогенез в раннем и среднем палеозое проявлялся очень слабо, что, очевидно, можно связать с предполагаемым отсутствием между большинством эпох платформ, представлявших части распавшегося впоследствии единого гигантского Гондванского суперконтинента (суперплатформы?), палеозойских геосинклинальных поясов. Исключения составляют лишь некоторые периферические участки Гондванского суперконтинента, в частности центральная Австралия, где в палеозое возобновили свое развитие, завершив его в карбоне деформациями сжатия, несколько широтных авлакогенов (Амадиес и др.), примыкающих к Восточно-Австралийской палеозойской складчатой системе, а также северо-запад Африканской (авлакогены Угарта, Антиатлас), и запад Южно-Американской платформ (авлакоген Чикитос), прилегающие соответственно к палеозоидам Атласа и Анд.

Однако следует отметить, что некоторые палеозойские авлакогены находились все же во внутренней части суперконтинента Гондваны. К их числу относятся Капиды на юге Африки и Сьерра-де-ла-Вентана на юго-востоке Южной Америки, развитие которых завершилось складчатостью в триасе, а также длительно развивавшиеся, начиная с ордовика или силура, авлакогены в северо-западной и западной Австралии. Наличие этих внутригондванских авлакогенов по аналогии с соотношениями между палеозойскими авлакогенами на Лавразийских платформах и смежными геосинклинальными поясами позволяет допустить возможность существования в палеозое в самой южной части нынешнего Атлантического и юго-восточной части Индийского океанов каких-то неизвестных нам более крупных палеозойских подвижных внутригондванских зон, ответвлениями которых могли являться эти авлакогены.

В целом в течение большей части палеозоя сколько-нибудь заметного расширения площади развития авлакогенов на древних платформах по

**Рис. 5.** Рифтовые зоны на древних платформах и в складчатых областях в перми и мезозое  
1 — древние платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — зоны тектоно-магматической активизации на платформах в мезозое; 4 — позднепалеозойские-раннемезозойские рифтовые зоны на платформах; 5 — то же, позднемезозойские; 6 — проявления инверсии в палеозойских авлакогенах и мезозойских рифтовых зонах платформ в мезозое; 7 — зоны крутых разломов; 8 — вулканизм на платформах; 9 — интрузии на платформах; 10 — палеозойские складчатые пояса; 11—12' — геосинклинальные пояса, завершившие (11) и не завершившие (12) развитие мезозойской складчатостью; 13 — мезозойские эпиорогенные рифтовые зоны в палеозойских складчатых поясах; 14 — периферические зоны океанических впадин, сформированные или обновленные в мезозое; 15 — зоны возможного интенсивного проявления расширения Земли в мезозое-кайнозое



сравнению с рифеем, как и общей площади разделявших платформы геосинклинальных поясов, и, вероятно, всей земной поверхности, не произошло, но, по-видимому, имели место лишь ее периодические пульсации, крупнейшие из которых отвечали соответственно каледонскому и герцинскому геотектоническим "циклам".

Мезозойско-кайнозойская мегаэпоха характеризуется глобальной интенсификацией процессов рифтогенеза (рис. 5, 6). С наибольшей силой она проявилась в пределах океанов, но захватила и многие области континентов, в частности ряд древних платформ. Если в позднем протерозое и палеозое рифтогенез в последних был всецело связан с развитием крупнейших геосинклинальных поясов Земли, представляя собой тектонические явления второстепенного масштаба, подчиненные геосинклинальному процессу, то с конца палеозоя развитие подобных рифтовых зон постепенно затухает и начинается и продолжается в мезозое и кайнозое, распространяясь на все более широкие площади, процесс заложения и разрастания многочисленных новых рифтовых зон, генетически связанный с полным распадом суперконтинента Гондвана, частичным — суперконтинента Лавразия и формированием впадин Индийского (с конца палеозоя), а затем Атлантического (с середины мезозоя) и Арактического (с конца мезозоя) океанов. Рифтовые зоны, возникающие в связи с формированием этих океанических впадин, закладываются вдоль окраин современных континентов и проникают в глубь последних, в частности во внутренние части древних платформ. Помимо Гондванских платформ (Индостанской, западной части Австралийской, северной части Антарктической, восточной, а позднее западной части Африканской, восточной части Южно-Американской), эти процессы захватили в мезозое также юго-восточную периферию Гренландско-Северо-Американской платформы, а в конце мезозоя и в кайнозое — ее северо-восточную часть, где сформировалась широкая, приближающаяся по масштабу к внутрикеаническому межконтинентальная рифтовая система Лабрадорского и Баффинова морей, разделившая Гренландскую и Северо-Американскую платформы.

Характерной чертой структурного плана мезозойских рифтовых систем на древних платформах, формировавшихся в связи с зарождением впадин вторичных океанов, является их сетчатый или древовидный рисунок и присутствие в одной и той же рифтовой области грабенов и раздвиговых зон различного простираения, что может указывать на разнонаправленное горизонтальное расширение ("расползание") земной коры этих областей в ходе раздробления и деструкции. Возникавшие в

Рис. 6. Рифтовые зоны на континентах и океанах в кайнозое

1 — древние платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — палеозойские и мезозойские складчатые пояса; 4—8 — рифтовые зоны: 4 — кайнозойские на платформах, 5 — древние платформы, подновленные в кайнозое, 6 — платформы, испытавшие инверсию в кайнозое, 7 — кайнозойские эпигорегенные в мезозойских складчатых поясах, 8 — кайнозойские межконтинентальные; 9 — крупные разломы; 10 — вулканизм на платформах; 11 — кайнозойские (альпийские) эпигеосинклинальные орогенные области и современные геосинклинальные области; 12 — периферические зоны океанических впадин, сформированные или обновленные в мезозое; 13 — кайнозойские внутрикеанические рифтовые пояса

этих регионах системы разноориентированных линейных грабенов по своему рисунку в плане напоминают сеть рифейских авлакогенов на Восточно-Европейской платформе и рифейскую же древовидную Кьюиноускую рифтовую зону с ее ответвлениями на Северо-Американской платформе. Важнейшими проявлениями "возбужденного" тектоно-магматического режима, существовавшего на большинстве древних платформ в течение различных эпох мезозоя и палеогена, являются происходившие в них мощные вспышки траппового вулканизма.

Возможно, что в пределах периферических зон Индийского и Атлантического океанов на ранних стадиях их развития горизонтальное растягивание также имело рассеянный и разнонаправленный характер, хотя, конечно, оно существенно отличалось от аналогичных процессов на обрамляющих их платформах значительно большим масштабом раздвижения, интенсивностью переработки континентальной коры и ролью новообразования зон с океанической корой.

После некоторого ослабления в первой половине кайнозоя рифтогенез на ряде древних платформ вновь резко усиливается, достигая максимальной интенсивности в плиоцен—четвертичное время (см. рис. 6). Главными областями его проявления становятся восточная часть Африканско-Аравийской и юго-западная часть Северо-Американской платформы (рифт Рио-Гранде), рифтовые пояса и зоны которых служат непосредственными продолжениями или ответвлениями Тихоокеанского и Индоокеанского рифтовых поясов, проникающими в пределы континентов и, в частности, древних платформ, а также западная часть Индостанской (Камбейская рифтовая зона), юго-восточная окраина Сибирской (Байкальская рифтовая система) и ряд периферических районов Антарктической платформы. В некоторых из этих платформенных областей позднекайнозойскому рифтогенезу предшествовало длительное существование возбужденного предрифтового тектоно-магматического режима, характеризовавшегося развитием сводовых поднятий и проявлениями малообъемного щелочного магматизма центрального типа.

Примечательно, что в отличие от сетчатых и древовидных мезозойских рифтовых систем кайнозойские рифтовые зоны и системы на древних платформах имеют относительно более выдержанные простираения, свидетельствующие об их формировании в условиях горизонтального растяжения коры платформ в направлениях, поперечных к общему простираению этих рифтовых зон и систем. Учитывая, что в океанических рифтовых поясах в самом конце мезозоя или в кайнозое рифтообразование сосредоточивается в единичных современных осевых зонах с выдержанными на огромном протяжении направлениями спрединга, можно высказать предположение, что по сравнению с мезозоем, когда горизонтальное расширение земной коры носило преимущественно ареальный, рассеянный и разнонаправленный характер, в кайнозое оно повсеместно становится более упорядоченным, концентрированным и выдержанным по своей ориентировке. Примечательно, что эти изменения в характере структурного плана и стиля

деформаций рифтовых зон древних платформ и других областей рифтогенеза, происшедшие между мезозоем и кайнозоем, сопровождались прекращением ареального траппового вулканизма.

Развитие некоторых позднекайнозойских рифтовых зон на древних платформах предварялось и сопровождалось проявлениями субщелочного и щелочного, преимущественного базальтового, а также более кислого вулканизма, достигавшего наибольшего масштаба в Кенийской и Эфиопской зонах Афро-Аравийского рифтового пояса. Лишь в рифтовой зоне Рио-Гранде на юго-западной периферии Северо-Американской платформы, тесно структурно связанной с эпиорогенной рифтовой областью Кордильер, неоген-четвертичный вулканизм был выражен извержениями вулканитов известково-щелочного ряда, сходных с таковыми протоорогенных и эпиорогенных рифтовых зон.

Развитие мезозойских и кайнозойских рифтовых зон на древних платформах, так же как и в других тектонических областях Земли, включая океаны, происходило в режиме периодически усиливавшегося и ослабевавшего горизонтального растяжения и в отличие от рифтовых зон более древних эпох почти нигде не осложнялось и не сменялось проявлениями сжатия. Едва ли не единственной мезозойской рифтовой зоной на древних платформах, где в середине и (или) конце позднего мела (в субгерцинскую и (или) ларамийскую фазу складчатости) проявились деформации сжатия умеренной интенсивности, является рифт Бенуэ в Западной Африке, который можно рассматривать как один из самых поздних сложных авлакогенов или авлакогеосинклинальных зон. В целом широкое распространение в мезокайнозое на древних платформах и в других областях континентов рифтовых зон, развивавшихся в условиях неравномерного по своей интенсивности растяжения, без проявлений тектонической инверсии, и значительно большее по своему масштабу горизонтальное расширение (спрединг) во внутриокеанских рифтовых зонах при постепенном сокращении площади и протяженности геосинклинальных областей и мощных проявлениях внегеосинклинального вулканизма на континентах и в океанах в мезозое и кайнозое, позволяет предполагать, что в течение этой мегаэпохи возобновилось некоторое общее расширение Земли, вероятно проявлявшееся ранее в позднем протерозое (рифее) и архее.

Таким образом, рифтогенез как геологический процесс, проявлявшийся на территориях древних платформ, претерпел в ходе истории Земли сложную эволюцию. В архее развитие линейных тектонических зон совмещало в себе черты рифтового и геосинклинального процессов последующего геологического времени. В протерозое и палеозое континентальный рифтогенез, проявившийся в пределах протоплатформенных, а позднее — платформенных областей, представлял собой процесс, родственник геосинклинальному и подчиненный ему, и лишь в мезокайнозойское время рифтогенез резко усилился и превратился в процесс, в значительной мере противоположный геосинклинальному и представляющий одну из важнейших форм деструкции континентальных массивов и разрастания океанических впадин в ходе некоторого общего расширения Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: Рифтовые зоны или островные дуги. — Геотектоника, 1980, N 5, с. 3—24.
2. Долгинов Е.А., Моралев В.И., Поникаров В.П. О типах раннедокембрийских структур. — Геотектоника, 1973, N 2, с. 8—19.
3. Кратц К.О., Берковский А.Н., Бондаренко Л.П. и др. Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. 220 с.
4. Крёнер А. Принципы и проблемы корреляции в докембрийских мобильных поясах. — В кн.: Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных поясах. Л.: Наука, 1980, с. 55—73.
5. Леонов Г.П. Историческая геология: Основы и методы. Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980. 344 с.
6. Мазарович А.Н. Основы региональной геологии материков. М.: Изд-во МГУ, 1952. Ч. 2. 140 с.
7. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
8. Синицин А.В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов. — Геотектоника, 1979, N 6, с. 3—19.
9. Уиндли Б.Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 115—122.
10. Хаин В.Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. — Геотектоника, 1969, N 3, с. 31—38.
11. Шатский Н.С. Большой Донбас и система Вичита: Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, N 4.
12. Шатский Н.С. О прогибах Донецкого типа. — Избр. тр. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 544—553.
13. Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск, 1982. 226 с.
14. Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. М.: Наука, 1964, с. 7—47. МГК. Докл. сов. геол. XXII сес.

УДК 551.242:1

А.В. РАЗВАЛЯЕВ

### РАННИЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ("СОЗРЕВАНИЯ") ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

В последнее время в изучении континентального рифтогенеза намечается новое направление, а именно поиск связи рифтов с их дорифтовой историей, т.е. предопределенность рифтогенеза или его унаследованность от предшествующей истории. Становится очевидным, что образованию рифтов предшествует своеобразная тектоническая обстановка, способствующая подготовке литосферы или ее "созреванию" (по терминологии Е.Е. Милановского) для рифтогенеза.

В.Е. Хаин [26] впервые отметил приуроченность континентального рифтогенеза к своеобразным поясам позднепротерозойской тектономагматической активизации, испытавшим повторный орогенез и метаморфическую регенерацию. Впоследствии эта зависимость отмечалась как советскими [3, 8, 10, 12, 16, 18, 21], так и зарубежными [34, 37, 38] исследователями. Установлено также, что рифтогенез своими корнями уходит далеко в геологическое прошлое [7, 16, 18, 24]. Выяснилось, что континентальный рифтогенез предпочтительно развивается в областях с мафическим профилем коры и глубокой тектоно-термальной переработкой [4, 5, 8—10]. Вместе с тем стало очевидным, что степень развития

рифтогенеза в разных регионах при сходстве их докембрийской предыстории существенно отличается. Все это указывает на то, что закономерности рифтогенеза многообразны и до конца еще не поняты. При этом наименее изученными остаются ранние стадии развития зон континентального рифтогенеза.

В этой связи большой интерес представляют новые данные, позволяющие лучше понять ранние, т.е. дорифтовые стадии или этапы развития зон континентального рифтогенеза. Мы уже отмечали [1], что Красноморская рифтовая зона является прекрасным полигоном для изучения именно раннего, т.е. дорифтового этапа развития, поскольку она сформирована на докембрийском фундаменте, причем прекрасно обнаженном. Здесь же широко проявлен внегеосинклинальный активизационный магматизм — основной показатель эндогенных режимов.

Проблема рифтогенеза рассматривается нами в двух аспектах: узком и широком. В узком плане она сводится к установлению структурного соотношения рифтового и предшествующего главным образом докембрийского структурных планов. Закономерности зависимости структурно-морфологического выражения рифтов от анизотропии фундамента благодаря работам Н.А. Флоренсова, Н.А. Логачева [25], А.Ф. Грачева [6], Е.Е. Милановского [16], Н.А. Логачева [15], В.С. Замараева и др. [12] хорошо известны. В более широком аспекте связь континентального рифтогенеза с предшествующей геологической историей, по нашему мнению, заключена в эволюции глубинных эндогенных режимов, предшествующих рифтогенезу. Поэтому в данной статье еще раз акцентируется внимание на наименее освещенной и в то же время, на наш взгляд, наиболее важной стороне проблемы предопределенности рифтогенеза, а именно на тех геологических событиях, которые имели место задолго до структурно-морфологического оформления рифтов, т.е. на дорифтовом этапе. Под дорифтовым этапом мы понимаем совокупность тектоно-магматических процессов, которые претерпела та или иная область рифтогенеза после формирования в ней зрелой континентальной коры до структурно-морфологического оформления рифта [21].

В связи со сказанным представляется интересным рассмотреть основные черты дорифтовой истории Красноморской рифтовой зоны, включающей развитие этой территории в докембрии и фанерозое (до образования рифта).

**Особенности тектонического развития Аравийско-Нубийского щита в докембрии в связи с проблемой кайнозойского рифтогенеза.** Развитие Аравийско-Нубийского щита в докембрии прошло стадию формирования первичного протометаморфического слоя в архее—раннем (?) протерозое. На этом этапе был сформирован гранито-гнейсовый субстрат, а территория Аравийско-Нубийского щита входила в состав обширного Центрально-Африканского кратона. Позже, в позднем протерозое, первичный протометаморфический слой подвергся дроблению с образованием серии вулканогенно-осадочных прогибов, расчленивших гранито-гнейсовый субстрат на ряд в различной степени переработанных устойчивых блоков (рис. 1).

Относительно тектонической природы и характера заложения

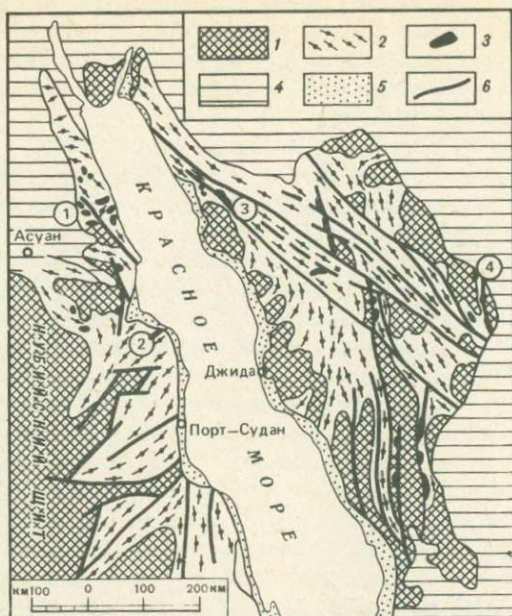


Рис. 1. Схема структурных элементов докембрия Аравийско-Нубийского щита

1 — континентальная кора (протометаморфический слой) архейско-раннепротерозойского возраста; 2 — позднепротерозойские вулканогенно-осадочные складчатые пояса; 3 — гипербазитовые массивы (1 — Баррамия, 2 — Сулхамид, 3 — Джебель-Васк, 4 — Аль-Амар-Идас); 4 — фанерозойский платформенный чехол; 5 — кайнозойские вулканогенно-осадочные отложения впадины Красного моря; 6 — главные разломы

прогибов мнения исследователей расходятся. Ряд исследователей [28, 29, 31, 33, 36] считают, что формирование докембрийской структуры Аравийско-Нубийского щита происходило путем образования серии островных дуг и сопряженных с ними зон Беньюфа. При этом островные дуги закладывались на первичной океанической коре, испытавшей последовательные фазы сжатия, скучивания, в процессе которого происходило закрытие ("захлопывание") океанических бассейнов и аккреция вновь образованной континентальной коры. Считается, что свидетельством закрытия таких океанов служат выходы гипербазитов или офиолитовых ассоциаций, сопряженных с разломами или "сутурами".

Изложенные выше представления основываются на отрицании существования на территории Аравийско-Нубийского щита, и прежде всего его Аравийской части, древней континентальной коры. Ранее выделяемый на Аравийском полуострове комплекс древних гранито-гнейсов в этом случае рассматривается в качестве метаморфического аналога осадочно-вулканогенного выполнения верхнепротерозойских прогибов. Однако совокупность имеющихся данных не позволяет согласиться с изложенными выше представлениями о развитии Аравийско-Нубийского щита в докембрии, поскольку в Аравии в качестве протометаморфического слоя выделяются древние гранито-гнейсы Кхамис-Мушхаят, на которых с несогласием, а местами с конгломератами в основании залегают базальт-андезитовые серии

вулканогенно-осадочного выполнения позднепротерозойских прогибов [30, 33].

Существование древней архейско-нижнепротерозойской континентальной коры на Аравийско-Нубийском щите признается М.С. Гарсоном и И.М. Шелаби [32], рассматривающими строение и роль офиолитовой ассоциации в эволюции структуры и металлогении Красноморской области. Как и другие исследователи, они исходят из существования разновозрастных гипербазитовых поясов, но считают, что заложение и развитие Красноморской геосинклинали происходило на архейской континентальной коре. В соответствии с их моделью континентальная окраина архейского кратона в позднем протерозое претерпела неоднократно дробление, сопровождавшееся образованием краевых бассейнов с корой океанического типа, смещавшихся во времени с юго-запада на северо-восток, т.е. к окраине континента. Дробление начиналось рифтогенными расколами, последующим растяжением, сжатием и субдукцией вновь образованной океанической литосферы и коллизией. При этом происходила переработка древней континентальной коры и повторная ее кратонизация с незначительной латеральной аккрецией.

Наши исследования докембрия Аравийско-Нубийского щита [20] подтверждают точку зрения тех авторов, которые исходят из признания существования древнего метаморфического слоя, сформировавшегося в архее — раннем протерозое, и последующей его деструкции путем заложения интракратонных прогибов. В архее — раннем (?) протерозое эта территория и в более широком плане Северо-Восточная Африка представляла собой единый Западно-Нильский, или Центрально-Суданский, кратон, претерпевший в позднем протерозое интенсивное дробление с образованием разноориентированных интракратонных прогибов. Специфика развития этой территории проявилась в неравномерной деструкции кратона. Наибольшему дроблению подверглась его северо-восточная (Аравийская) часть, где интракратонные прогибы существенно переработали древний субстрат. Территория кратона к западу от Красного моря (Египет, Судан, в меньшей степени Эфиопия) в позднем протерозое представляла относительно устойчивую его часть. Граница устойчивой и мобильной частей кратона проходила по западному обрамлению Красного моря. Западнее этой границы, в нубийской части Аравийско-Нубийского щита, позднепротерозойские подвижные пояса, хотя и развиты, но в целом довольно быстро затухают, вклиниваясь в кратон, а выполняющие их эвгеосинклинальные формации сменяются миогеосинклинальными либо платформенными аналогами.

Эти данные могут указывать на стабильный кратонный режим территории к западу от Красного моря. Северо-восточная граница стабильной части кратона аппроксимируется обобщенным краем современных выходов древнейшего гранито-гнейсового субстрата и в целом грубо параллельна Красному морю. Следовательно, уже к позднему протерозою в Северо-Восточной Африке наметилась протяженная структурная граница, вероятно отвечающая крупной литосферной неоднородности.

Из сказанного следует, что тектогенез позднего докембрия ознаменовался широким проявлением деструктивных процессов, сопровождавшихся регенерацией древнего гранитно-метаморфического слоя. Максимальный раскол и раздвиг древней континентальной коры происходил на северо-востоке Аравийско-Нубийского щита (север Саудовской Аравии), где формировались бассейны с корой океанического типа на границе с океанической областью прото-Тетиса. Поэтому именно в этой части кратона были сформированы типичные офиолитовые ассоциации [29]. В более южных частях Аравийско-Нубийского щита (юг Судана, Северная Эфиопия, юг Саудовской Аравии) офиолитовые ассоциации исчезают. Позднепротерозойские подвижные пояса здесь содержат лишь серпентинизированные габбро или амфиболиты (юг Саудовской Аравии), либо массивы гипербазитов интрузивной природы типа Ингессана в Судане [27]. Все это указывает на уменьшение степени деструкции в направлении с севера на юг. Эта особенность докембрийского тектогенеза Аравийско-Нубийского щита объясняет, почему степень офиолитовости позднепротерозойских интракратонных прогибов увеличивается с юга, юго-запада на север, северо-восток, что находится в соответствии с максимальной деструкцией и раздробленностью краевой части палеоконтинента и уменьшением этого процесса в глубь его. Данный вывод всецело поддерживает ранее высказанный тезис Н.А. Божко [5] о нарастании тектонической мобильности в периферических частях гондванских материков.

С изложенных выше позиций становятся понятными безуспешные попытки ряда исследователей отождествлять все позднепротерозойские гипербазитовые тела Аравийско-Нубийского щита с офиолитовыми ассоциациями, особенно те из них, что связаны с прогибами, не обнаруживающими признаков значительного растяжения при их формировании.

Вопрос о природе офиолитов и динамике их внедрения в верхние горизонты континентальной литосферы представляет собой сложную и до конца еще не понятую проблему. Применительно к типичным офиолитовым ассоциациям большинство исследователей склоняются к мнению о их протрузивной природе. Внедрение их во вмещающие толщи происходит в холодном состоянии в условиях сжатия эвгеосинклинальных прогибов. Сходство офиолитов с комплексами, формирующимися в срединно-океанических хребтах, впервые установленное А.В. Пейве [19], позволяет рассматривать их в качестве океанической коры геологического прошлого. Офиолитовые ассоциации служат хорошим индикатором палеоокеанических обстановок, а современное распространение их в виде крупных структурных швов-сутур указывает на места закрытия, "захлопывания" палеоокеанов. С этих позиций типичные позднепротерозойские офиолитовые ассоциации севера Аравийской части Аравийско-Нубийского щита являются прямым указанием на развитие океанических обстановок на краю палеоконтинента.

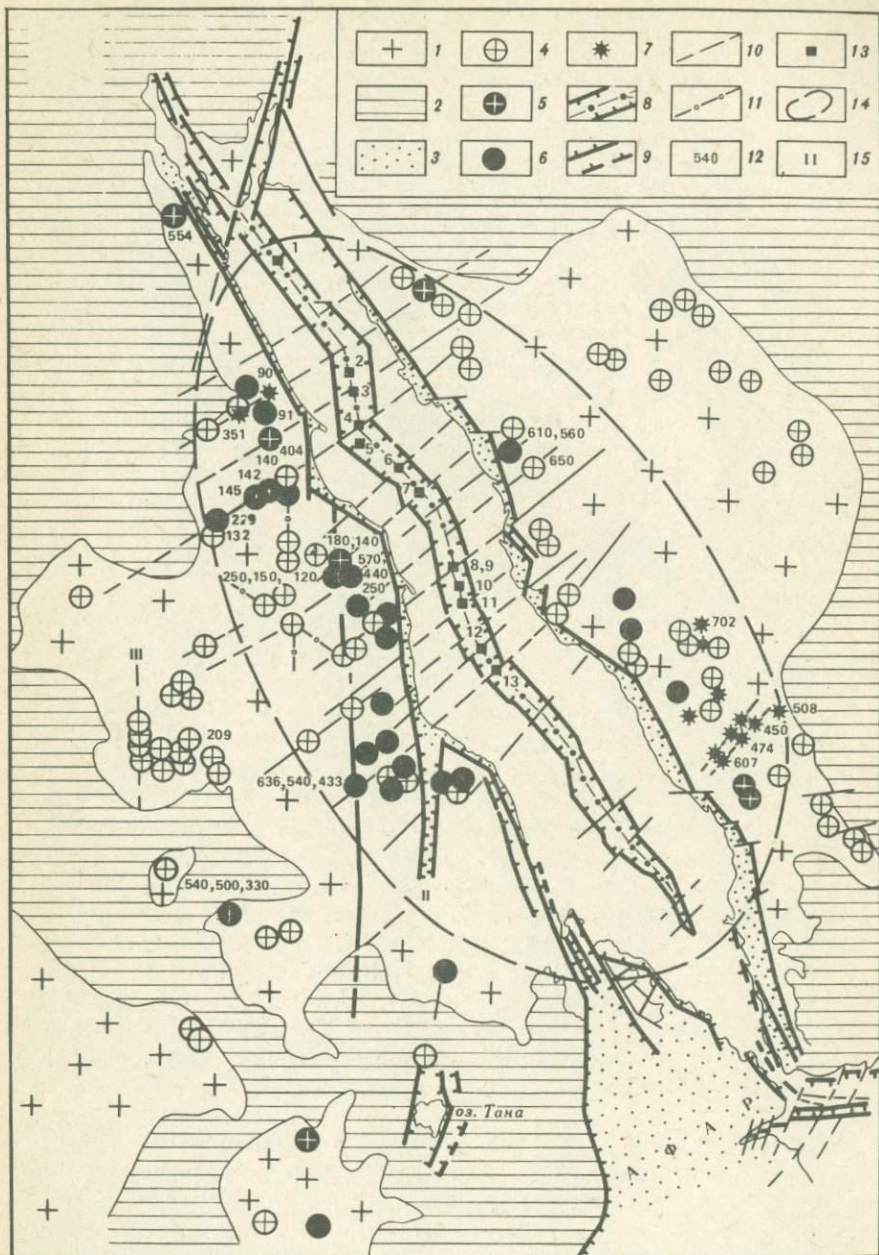
Сложнее обстоит дело с гипербазитами более внутренних частей палеоконтинента, не обнаруживающими всех черт офиолитовых ассоциаций. Мы уже отмечали, что палеогеодинамическая обстановка их формирования характеризовалась ограниченным раздвигом, вероятно

не приводящим к полному разрыву сиалической коры. В этом случае механизм внедрения гипербазитов, по-видимому, отличен от такового для палеоокеанических обстановок. Гипербазиты могли внедряться в разогретом твердо-пластичном состоянии и иметь интрузивную природу, существование которой допускается для гипербазитов Динарид [2] и Урала [11, 13]. На Аравийско-Нубийском щите к гипербазитам этого типа, вероятно, относится массив Ингессана в Юго-Восточном Судане [27], имеющий дунит-гарцбургитовый состав, изометричную форму. Гипербазиты данного массива относительно слабо серпентинизированы, содержат промышленные концентрации хромитов и асбеста, для них не характерно развитие меланжа или других структурных признаков существенного сдвигания или шарьирования.

Для понимания природы рассматриваемых гипербазитов большое значение могут иметь представления уральских геологов [11, 13] о существовании особого типа офиолитов — "рифтогенных офиолитов", формирующихся при кратковременном раздвиге с внедрением альпийского типа гипербазитов в условиях начальной стадии деструкции континентальной коры, не приводящей к появлению океанической структуры. Образование "рифтовых офиолитов" происходит в узких трогах без существенного раздвижения континентальных блоков, ограниченных разломами, проникающими в мантию.

Таким образом, из сказанного следует, что позднепротерозойские подвижные пояса Аравийско-Нубийского щита образуют эволюционный ряд структур, в которых происходит нарастание мобильности земной коры от внутренних частей кратона к периферическим с одновременным увеличением роли горизонтальных движений в этом направлении [5, 36]. Одним из главных выводов развития этой территории в докембрии применительно к проблеме предопределенности (унаследованности) рифтогенеза, по нашему мнению, является установление деструктивного стиля ее развития в позднем протерозое. Именно эта территория, предрасположенная к деструктивному тектогенезу еще в докембрии, сохранила эту тенденцию и на более поздних этапах. Примечательно также, что кайнозойский рифтогенез локализовался не во всей области позднепротерозойской деструкции, а на границе устойчивой и мобильной частей древнего кратона, где, вероятно, сохранилась максимальная литосферная неоднородность. В этом можно усматривать предопределенность (унаследованность) Красноморского рифта от литосферных неоднородностей, возникших на докембрийском этапе.

Сходное тектоническое положение имеют Байкальская рифтовая зона [25] и рифтовая система Гренландии. Байкальский рифт развился вдоль края Сибирской платформы, где его формированию также предшествовали деструктивные процессы с образованием узких трогообразных вулканогенно-осадочных прогибов типа Олокинского и др. Позднегардарская рифтовая система в Гренландии тяготеет к зоне сочленения архейского Южно-Гренландского кратона и Кетилийского подвижного пояса. Следовательно, сходство тектонической позиции рифтов, проявленное в приуроченности к границе древних кратонов и подвижных поясов, не является случайным и отражает их зависимость от



литосферных неоднородностей, контролирующих размещение крупных литосферных блоков.

С изложенных позиций примечательно расположение на простирании рифта Красного моря в Эфиопии и Сомали крупного разлома Марда глубинного заложения и длительного развития [39, 14]. Этот разлом можно рассматривать как крупный платформенный линеймент, названный нами Сомалийско-Средиземноморским, простирающийся на расстояние свыше 3000 км от Средиземного моря через Суэцкий залив, Красное море (западное побережье), впадину Афар, разлом Марда и далее на юго-восток вплоть до континентального склона Индийского океана. Позднедокембрийское заложение линеймента устанавливается приуроченностью к нему докембрийских даек и трещин на Синайском полуострове и в Красноморских горах Судана [42], магмоконтролирующей ролью в позднем рифее—венде субмеридиональных и северо-западных разломов побережья Красного моря в Судане [22, 23], позднедокембрийским сбросообразованием в западном борту впадины Афар [35] и связью с разломом Марда в Сомали позднедокембрийских даек гранитов [14].

**Фанерозойский [дорифтовый] этап развития Красноморской рифтовой зоны.** Развитие Красноморской рифтовой зоны на постгеосинклинальном этапе, последовавшем за консолидацией позднепротерозойского Красноморского складчатого пояса, характеризуется длительной тектоно-магматической активизацией, охватившей весь палеозой и мезозой. Активизация проявилась в заложении новых и обновлении старых разломов и магматизме. На дорифтовом этапе развития Красноморской рифтовой зоны были сформированы щелочно-габбродидная, щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая), нефелин-щелочно-сиенитовая и щелочно-гранитоидная формации. Щелочно-ультраосновная формация имеет подчиненное значение. Дорифтовый фанерозойский глубинный базальтоидный (щелочной и толеитовый) магматизм отмечается на следующих возрастных уровнях: 770—450, 290, 250, 185, 120 и 80 млн. лет. Чередующийся или одновременный с ним щелочно-гранитоидный магматизм корового уровня генерации также характеризуется длительностью и установлен на следующих возрастных рубежах: 570—450, 185, 120 и 50 млн. лет [21].

Своеобразной формой проявления дорифтового магматизма в Красноморской зоне рифтогенеза являются сложные вулканоплутонические комплексы центрального типа (рис. 2), представляющие сложные

←

Рис. 2. Схема размещения магматических комплексов центрального типа Красноморской рифтовой зоны

1—2 — Африкано-Аравийская платформа: 1 — докембрийский фундамент, 2 — фанерозойский платформенный чехол; 3 — вулканогенно-осадочные образования рифтовых впадин; 4—6 — кольцевые интрузии: 4 — щелочно-гранитоидного состава, 5 — щелочных и нефелиновых сиенитов, 6 — щелочно-габбродидного состава; 7 — дифференцированные интрузии основного состава; 8 — осевой трог впадины Красного моря; 9 — рифтовые разломы; 10 — поперечные разломы Красноморской рифтовой зоны; 11 — разломы, трансформируемые цепочками кольцевых интрузий; 12 — радиологический возраст, млн. лет (Rb—Sr и K—Ar-методы); 13 — глубоководные (термальные) впадины Красного моря (1 — Океанограф, 2 — Кебри, 3 — Гипсовая, 4 — Вема, 5 — Вальдивия, 6 — Нерус, 7 — Тетус, 8 — Атлантик, 9 — Дискавери, 10 — Шагара, 11 — Эрба, 12 — Порт Судан, 13 — Суакин); 14 — ареал базальтоидной активизации дорифтового этапа Красноморской рифтовой зоны; 15 — главнейшие субмеридиональные зоны глубинных разломов (I — Динбский, II — Баракский, III — Нильский)

гетерогенные, полиформационные образования длительного развития. Диаметр их изменяется от первых до 15—20 км. Кольцевые интрузии формировались в интервале от позднего протерозоя (венд) до кайнозоя. По радиологическим данным, выделяются следующие рубежи их формирования: 650, 550, 450, 400, 350, 290, 180, 140, 120 и 90 млн. лет, т.е. они образовались в венде, кембрии, ордовике, силуре, девоне, юре, мелу и палеогене [21, 23, 40, 41]. Не установлены они лишь в карбоне и триасе. Выявляется длительность формирования интрузий центрального типа не только Красноморской рифтовой зоны в целом, но и отдельных комплексов. Возрастной диапазон формирования отдельных интрузий изменяется от 35—50 млн. лет (Абу-Хурук) до 330 млн. лет (Салала). При этом древние, в основном вендские и раннепалеозойские, комплексы характеризуются наиболее длительным периодом развития, равным 100—200 млн. лет и больше. Период развития более молодых интрузий не превышает 50—60 млн. лет.

Среди кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны выделяются три главные формационные группы щелочных пород: щелочно-габброидная, нефелиновых и щелочных сиенитов и щелочно-гранитоидная. Анализ латеральных и вертикальных формационных рядов кольцевых интрузий позволяет сделать ряд выводов о характере развития дорифтового эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны. Прежде всего выявляется его цикличность, устанавливаемая по смене уровня магмогенерации [21]. Выделяются три полных цикла смены глубинности уровня магмогенерации кольцевых интрузий. Длительность первого из них равна 420 млн. лет, второго и третьего — соответственно 80 и 70 млн. лет. Первый цикл отвечает венду и палеозою. Кривая уровня магмогенерации раннего цикла приблизительно симметрична и отражает устойчивое возбуждение эндогенного режима на уровне щелочно-гранитоидной формации в течение кембрия, ордовика, силура и девона. Второй и третий циклы по времени приблизительно соизмеримы и отвечают мезозою с максимумами уменьшения уровня магмогенерации на рубеже 180 и 120 млн. лет.

Формационный анализ магматических комплексов центрального типа позволил выявить ряд особенностей развития Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе, вероятно выходящих за рамки региональной значимости. Это прежде всего приуроченность максимума эндогенного возбуждения к границе докембрия и фанерозоя (~550 млн. лет) и приуроченность к границе палеозоя и мезозоя резкой смены характера цикличности уровней магмогенерации, проявленной в повышенной контрастности эндогенного режима в мезозое и кайнозое.

Кольцевые интрузии Красноморской рифтовой зоны контролируются характерными для данного региона Африки разломами северо-западного (красноморского), северо-восточного (акабского) и субширотного (средиземноморского) направлений. Исследования в Судане и Египте показали [22, 23], что наряду с этим существенная роль в размещении кольцевых интрузий принадлежит крупным субмеридиональным зонам глубинного заложения и длительного развития. Разломы всех этих направлений играют ведущую роль в строении Красноморского рифта, определяя простирания его структурных

элементов: главной впадины и осевого трога [22]. Анализ пространственного размещения кольцевых интрузий в более широком плане, выходящем за рамки дизъюнктивного контроля, показал, что в распределении их по формационному составу намечается определенная закономерность. Кольцевые интрузии щелочно-габброидной формации развиты в центральной части обрамления Красного моря. Причем они являются самыми древними по возрасту. Ареал распространения их имеет форму овала, трассирующего ранние очаги дорифтового возбуждения мантии [10, 21]. Важно подчеркнуть, что с длинной осью овала совпадает рифт Красного моря. Интрузии нефелин-сиенитового и щелочно-гранитоидного состава занимают преимущественно периферийное положение в Красноморской рифтовой зоне. Следовательно, при движении от центра Красноморской рифтовой зоны к ее периферии происходит как бы экспансия эндогенного режима во времени.

Таким образом, из анализа магматизма Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе установлена высокая температурная неустойчивость глубинных недр на уровне мантии, проявленная в смене эндогенных режимов и их пульсационном характере. Геодинамическая обстановка в мантии характеризовалась неоднократным перемещением зоны магмогенерации по вертикали. Эндогенное возбуждение мантии локализовалось вдоль определенных зон, трассирующих самые ранние очаги возбуждения мантии. Примечательно, что эти зоны длительного возбуждения мантии стали впоследствии местом проявления кайнозойского рифтогенеза. Линейность зон дорифтового возбуждения мантии позволяет выделять их в качестве длительно существующих "стволов" активизации или "рифтогенных стволов".

С позиций развиваемой нами концепции предопределенности (унаследованности) рифтогенеза "рифтогенные стволы" представляют собой зоны длительного периодического возбуждения мантии на дорифтовом этапе развития. В кайнозойскую эпоху, характеризующуюся глобальной активизацией, эти зоны ("стволы") активизации оказались наиболее подготовленными для рифтогенных процессов и стали местом проявления мантийных диапиров, предопределив линейность последних.

Территория Красноморской рифтовой зоны после стабилизации и кратонизации в позднем рифее—венде перешла в стадию развития щита, характерной особенностью которого является последующая длительная и неоднократная тектоно-магматическая активизация, локализуемая вдоль зоны литосферной неоднородности, заложившейся еще в докембрии по крайней мере с позднего протерозоя. На кайнозойском этапе эта зона стала ареной рифтогенеза, в результате которого сформировался рифт Красного моря. В этом, по нашему мнению, проявляется унаследованность рифтогенезом древних литосферных неоднородностей и предшествующих ему эндогенных режимов. Длительное и устойчивое проявление активизационного магматизма мантийного уровня генерации не только Красноморской зоны в целом, но и отдельных кольцевых интрузий, период формирования которых достигает 200—300 млн. лет, однозначно указывает на их связь с подлитосферными глубинами. В свете этих данных Афро-Аравийский литосферный блок на дорифтовом этапе, по образному выражению Е.Е. Милановского, был как бы "пригвожден" к мантии.

Приведенные в статье данные не согласуются с концепцией тектоники плит, предусматривающей перемещение Африканской литосферной плиты в палеозое и мезозое. Тектоника плит в ее первоначальном виде не способна объяснить, почему при формировании полиформационных магматических комплексов центрального типа на протяжении нескольких сотен миллионов лет мантия "стреляет" в одну точку, если литосферная плита движется. Эти противоречия, по-видимому, преодолимы с позиций концепции Е.В. Артюшкова [1] о существовании в подошве литосферы ловушек и антиловушек. Однако рассмотрение этих вопросов представляет самостоятельную задачу и выходит за рамки настоящей статьи.

В заключение хотелось бы отметить, что мы далеки от мысли о том, что особенности дорифтового этапа развития Красноморской рифтовой зоны характерны для всех других континентальных рифтовых зон. Прежде всего они, очевидно, свойственны рифтовым зонам, развивающимся на древних платформах, испытавших длительную тектономагматическую активизацию, причем, по-видимому, проявившуюся с наименьшим перерывом после стабилизации их фундамента, но задолго до главных рифтогенных пароксизмов в кайнозое.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
3. Божко Н.А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности позднедокембрийских "активизированных" зон Африки. — Геотектоника, 1970, N 6, с. 13—22.
4. Божко Н.А. Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978, с. 33—40.
5. Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гочдваны. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, N 5, с. 17—30.
6. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
7. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, N 5, с. 3—24.
8. Долгинов Е.А., Моралев В.М., Поникаров В.П. О типах раннедокембрийских структур. — Геотектоника, 1973, N 2, с. 8—19.
9. Долгинов Е.А., Поникаров В.П., Развалев А.В. Ранние стадии развития зон рифтогенеза. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977, с. 83—89.
10. Долгинов Е.А., Поникаров В.П., Развалев А.В. Эндогенные режимы в связи с проблемой континентального рифтогенеза. — В кн.: Геология альпид "Тетисного" происхождения. Тектоника. М.: Наука, 1980, с. 139—143.
11. Ефимов А.А., Пучков В.Н. О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск, 1980. 63 с.
12. Замарев С.М., Ружич В.В., Мазукабзов А.М., Рязанов Г.В., Васильев Е.П. О связи молодых континентальных рифтов с древними тектоническими структурами. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977, с. 23—30.
13. Иванов С.Н. Офиолиты на сиалической коре. Науч. доклады: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981, с. 72—78.
14. Козеренко В.Н., Ларцев В.С. О блоковой тектонике Восточно-Африканской области активизации. — Геотектоника, 1978, N 1, с. 58—68.
15. Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.
16. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.

17. *Милановский Е.Е.* Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., 1981, с. 38—60.
18. *Наумов В.А.* Геологическая предистория Байкальского рифта. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978, с. 47—51.
19. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, N 4, с. 5—23.
20. *Разваляев А.В.* К проблеме позднепротерозойских гипербазитовых поясов Аравийско-Нубийского щита. — Геотектоника, 1979, N 4, с. 19—32.
21. *Разваляев А.В.* Эндеогенные режимы, предшествующие рифтогенезу. — Геотектоника, 1979, N 6, с. 32—41.
22. *Разваляев А.В., Кривоцов А.И., Вишневецкий А.Н.* О ранних этапах развития Красноморской рифтовой зоны. — Геотектоника, 1975, N 6, с. 101—110.
23. *Разваляев А.В., Шахов Г.П.* Новые данные о кольцевых интрузиях Красноморской рифтовой зоны. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, N 4, с. 947—950.
24. *Синицын А.В.* Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов. — Геотектоника, 1979, N 6, с. 3—19.
25. *Флоренсов Н.А., Логачев Н.А.* К проблеме Байкальского рифта. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, N 3, с. 70—80.
26. *Хаин В.Е.* Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. — Геотектоника, 1969, N 3, с. 31—38.
27. *Шаддад М.З.* Геология и хромитоносность ультраосновного массива Джибаль Ингассана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1974. 25 с.
28. *Al Shanti A., Mitchell A.H.G.* Late Precambrian subduction and collision in the Al Amar-Idzas region, Arabian shield, Kingdom of Saudi Arabia. — Tectonophysics, 1976, vol. 30, p. 41—47.
29. *Baker A.R., Gass I.G., Neary C.R.* Jabal al Wask NW Saudi Arabia: An Eo-cambrian back-arc ophiolite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 30, p. 1—9.
30. *Delfour I.* L'orogénèse pan-africaine dans la partie nord du bouclier arabe (Royaume d'Arabie Saoudite). — Bull. Soc. géol. France, 1979, vol. 21, N 4, p. 449—456.
31. *Frisch W., Al-Shanti A.* Ophiolite belts and the collision of island arcs in the Arabian shield. — Tectonophysics, 1977, vol. 43, N 3/4, p. 293—306.
32. *Garson M.S., Shalaby I.M.* Precambrian-Lower Paleozoic plate tectonics and metallogenesis in the Red sea region. — In: Symp. on metallogy and plate tectonics: Geol. Assoc. Canada, Miner. Assoc. Canada, Meet. Newfoundland, 1974, N 14, p. 57—81.
33. *Goleman R.G.* Reconnaissance geology of the Khamis Mushayat quadrangle, Kingdom of Saudi Arabia. Jiddah: Miner. petrol. and Miner. Resour., Saudi Arabia. 1973. 18 p.
34. *Fyfe W.S., Leonardos O.H.* Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian African coasts. — Nature, 1973, vol. 244, p. 501—502.
35. *Kazmin V.G., Garland C.R.* Evidence of Precambrian blockfaulting in the western margin of the Afar depression, Ethiopia. — Geol. Mag., 1973, vol. 110, N 1, p. 55—57.
36. *Kröner A.* Pan-African mobile belts as evidence for a transitional tectonic regime from intraplate orogeny to plate margin orogeny. — In: Evolution and mineralization of the Arabian-Nubian shield. Oxford: Pergamon press, 1979, vol. 1, p. 21—37.
37. *Leonardos O.H., Fyfe W.S.* Ultrametamorphism and melting of a continental margin: The Rio de Janeiro region, Brazil. — Contribs Miner. and Petrol., 1974, vol. 46, p. 201—214.
38. *McConnell R.B.* Geological development of the rift system of Eastern Africa. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 83, p. 2549—2572.
39. *Purcell P.G.* The Marda fault zone, Ethiopia. — Nature, 1976, vol. 261, N 5561, p. 569—571.
40. *Serenesits C.C., Faul H., Foland K.A.* et al. Alkaline ring complexes in Egypt: Their ages and relationship in time. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B4, p. 3009—3013.
41. *Vail I.R.* Location and geochronology of igneous ringcomplexes and related rocks in northeast Africa. — Geol. Jb., 1976, B. 13, H. 20, S. 97—114.
42. *Vail J.R.* Tholeiitic derivative dyke swarms near Erkowit, Red sea hills, Sudan. — Geol. Rdsch., 1977, Bd. 65, N 1, S. 285-297.

Н.А. БОЖКО

**РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ  
ЮЖНЫХ КОНТИНЕНТОВ**

Исследование рифтогенеза на современном этапе уже не ограничивается живыми позднекайнозойскими структурами. Все более актуальными становятся проблемы реконструкции рифтовых зон геологического прошлого, а также выделения и классификации среди древних тектонических элементов структур, родственных современным континентальным рифтам. Это направление исключительно важно для создания общей теории рифтогенеза, поскольку дает возможность наметить черты его эволюции, представить, в каком направлении может пойти дальнейшее развитие современных, активно развивающихся континентальных рифтов. Верхнедокембрийский структурный этаж южных (гондванских) континентов содержит исключительное разнообразие древних рифтогенных структур, анализ которых необходим для познания процессов палеорифтогенеза (рис. 1).

Крайнее место в ряду рассматриваемых структур занимают авлакогены. Их генетическая близость с континентальными рифтами почти общепризнана. В позднем докембрии на южных континентах авлакогены развиты незначительно, главным образом в Австралии и Антарктиде. Такие авлакогены, как Амадеус, Джорджина, Баттен, Парадайз, Мак-Робертсон, Линди и др., по своему строению аналогичны хорошо изученным авлакогенам северных континентов. Это не затронутые гранитизацией и региональным метаморфизмом, часто амагматичные линейные грабенообразные структуры, сложенные карбонатно-терригенными отложениями, иногда с эвапоритами. Их можно рассматривать как прекратившие свое развитие древние континентальные рифты, испытывающие часто инверсию и умеренные тектонические деформации. Особенностью рассматриваемых позднедокембрийских авлакогенов южного ряда является то, что они не находятся в основании плитного чехла, как, например, рифейские авлакогены Восточно-Европейской платформы, а выходят на поверхность и сопрягаются с одновозрастными смежными отложениями синеклиз.

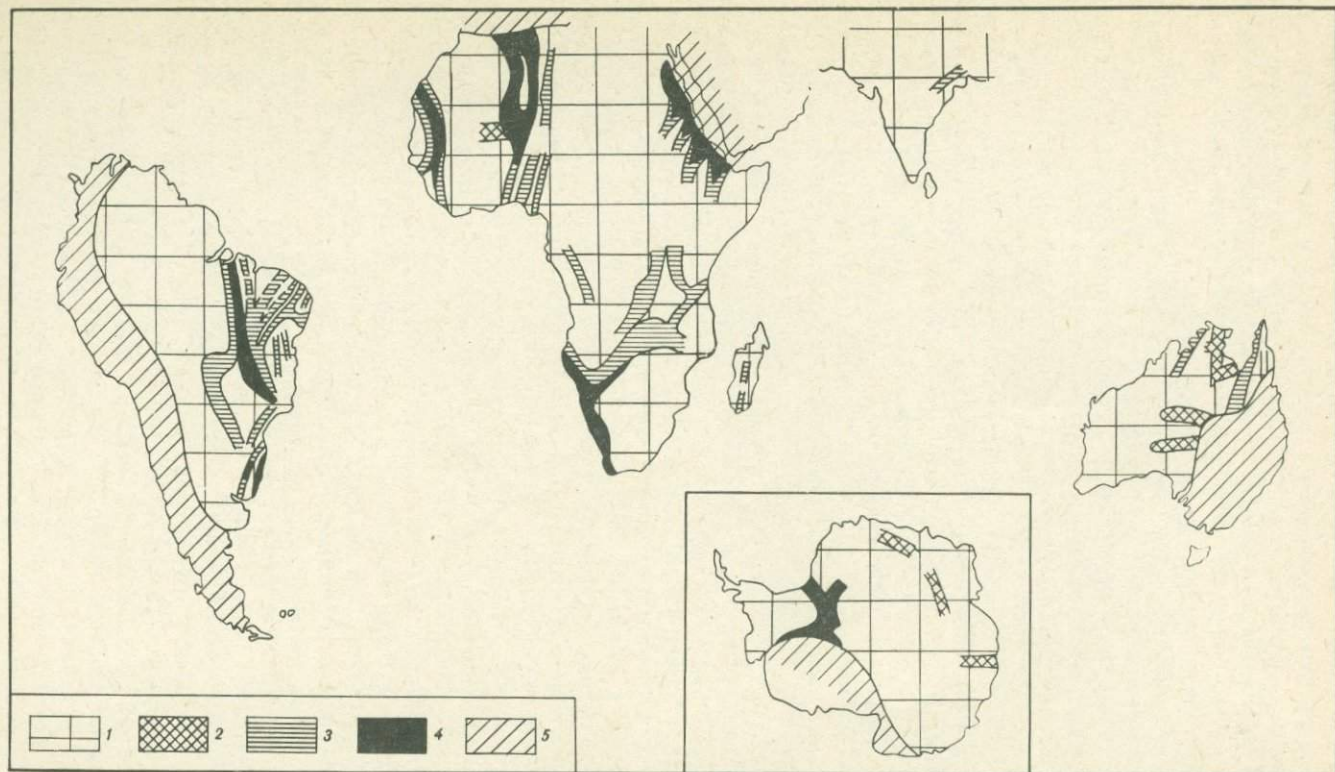
Значительно более широко в позднем докембрии Гондваны развиты рифтогенные структуры, которые мы относим к интракратонным геосинклинальным складчатым системам. При этом приставка "интра" отражает как внутри, так и межкратонное положение этих зон. В эпоху их заложения они всегда врукратонные, так как закладываются в теле когерентного блока литосферы — мегакратона или суперконтинента Гондвана. Вместе с тем интракратонные зоны обособливают более мелкие участки этого некогда единого блока, которые в современной структуре представляют собой самостоятельные кратоны. Тектонический анализ приводит к естественному подразделению этих структур на два типа. Первому из них свойственно повсеместное развитие сиалического основания, что позволяет назвать их энси-

алическими складчатыми системами. Они характеризуются своеобразным рисунком в плане — с прямолинейными ограничениями и слепым резким затуханием на концах, часто с разветвлениями, приводящими к обособлению отдельных блоков. Такой рисунок отчетливо наблюдается в Кибаро-Ирумидской интракратонной системе Центральной Африки. Отметим, что такой рисунок свойствен современным континентальным рифтовым зонам.

Формационные ряды данных интракратонных зон характеризуются преобладанием в нижней части очень мощных (до 10—15 км) терригенных формаций, часто с присутствием бимодальных вулканитов и щелочных основных интрузий. В средней части формационного ряда обычно развиты карбонатно-глинисто-эвапоритовые ассоциации с тиллоидами. Венчается ряд, как правило, молассоидами. Эта последовательность отражает три стадии развития системы: рифтовую (растяжения), собственно геосинклинальную (прогибания) и орогенную (сжатия и поднятия), что хорошо видно на примере эволюции Дамарид [4]. В конце геосинклинальной стадии непременно имеет место внедрение синтетектонических, а впоследствии — посттектонических гранитоидных интрузий, региональный метаморфизм низких и средних давлений, достигающий местами амфиболитовой фации, складчато-надвиговые деформации. При этом возникают моно- или дивергентные складчатые системы. Продольная зональность в них обычно отсутствует или выражается в различной степени деформаций, метаморфизма и магматизма при идентичности осадочных формаций по всей ширине зоны. Для многих систем рассматриваемого типа, как и для авлакогенов, характерен постепенный переход слагающих их пород в смежные, как правило, тождественные литологически, одновозрастные отложения платформенного чехла. Такие взаимоотношения наблюдаются в поперечных разрезах через Западные Конголиды и синеклизу Конго, Атакориды и впадину Вольта и т.д.

По своему строению данные энсиалические складчатые системы весьма напоминают авлакогены, однако наличие гранитизации, регионального метаморфизма сложных покровно-складчатых деформаций ясно свидетельствует о том, что эти структуры испытали более сложную эволюцию и были вовлечены в геосинклинальный процесс. Особенности эндогенного режима в них обусловлены повышенной по сравнению с авлакогенами проницаемостью коры, что было вызвано, по-видимому, более значительным растяжением на рифтовой стадии. Таким образом, энсиалическая интракратонная складчатая система возникает из континентального рифта, вовлекаемого в ходе своей эволюции в процессы гранитизации, регионального метаморфизма и деформаций. Типичной структурой данного типа в позднем докембрии Евразии является Тиман, по-видимому, Южный Урал.

Главной отличительной чертой другого типа интракратонных складчатых систем, которые с некоторой долей условности можно назвать в противоположность первым энсиматическими, является развитие в их пределах альпинотипных гипербазитов, которые распространены неравномерно и в различных объемах — от отдельных изолированных небольших по размеру тел (южная часть Атакорид)



**Рис. 1.** Схемы размещения позднекембрийских линейных зон южных континентов  
 1 — авлакогены; 2 — 3 — интракратонные системы: 2 — энсиалические, 3 — энсиматические; 4 — окраинно-кратонные (маргинальные) пояса; 5 — дорифейская сиалическая кора

до крупных по размеру пластин в ассоциации с габброидами и базальтами, близкой по своим параметрам к офиолитовой (Западный Хоггар, Тижукас, Мавританиды). Формационные ряды таких систем характеризуются набором типичных геосинклинальных формаций, таких, как граувакковый флиш, вулканогенные молассы. Многим из них присущ известково-щелочной магматизм в виде крупных батолитов или непрерывных вулканических серий. Внутреннее строение этих систем, как правило, характеризуется продольной зональностью с развитием внешних (миogeосинклинальных) и внутренних (эвгеосинклинальных) зон. Энциматическим складчатым системам еще в большей степени, чем энсиалическим, свойственны гранитизация, региональный метаморфизм и сложные складчато-покровные деформации. Вместе с тем для них весьма характерна резкая изменчивость внутреннего строения по простиранию. Обычно указанные "ортогеосинклинальные" черты не выдерживаются на расстоянии, превышающем первые сотни километров. Все системы данного типа одним концом "затухают" в теле кратона, постепенно переходя в типичную энсиалическую зону. При этом участки с почти полным разрезом офиолитовой ассоциации по простиранию зоны сменяются отрезками с единичными альпинотипными гипербазитами, постепенно вообще исчезающими. Такие взаимоотношения наблюдаются внутри Мавритано-Сенегальской системы, Хоггаро-Атакорид, пояса Рибейра и т.д.

В некоторых случаях энсиматические системы связаны с энсиалическими по типу "тройного" сочленения, как это имеет место на стыке меридионального (энсиматического) и субширотного (энсиалического) отрезков Дамарид. Таким образом создается сложная сеть постепенно переходящих друг в друга разнотипных отрезков интракратонных систем, что отражает, по-видимому, неравномерность растяжения в эпоху заложения этих рифтогенных структур (рис. 2).

Типичной системой рассматриваемого типа является Хоггаро-Атакоридская, расположенная в Сахаре между Западно-Африканским кратоном на западе и Ливийско-Нигерийским поясом на востоке, представляющим собой область древнего фундамента, переработанного в конце докембрия — начале палеозоя. В настоящее время она хорошо изучена главным образом работами Ж. Бертрана и Р. Каби [2, 3]. Заложение данной системы происходило на фоне растяжения литосферы, о чем свидетельствует развитие вдоль ее края в Западном Хоггаре на стыке окраин Западно-Африканского кратона комплекса основных даек, прослеживающегося в меридиональном направлении на расстоянии 500 км. Аналогичный дайковый комплекс отмечается в древнем блоке (срединном массиве) Ин-Уззал, во внутренней части системы. Таким образом, эволюция Западного Хоггара начинается с образования континентального рифта. Впоследствии в результате наступившего интенсивного, но, вероятно, кратковременного импульса растяжения сиалическое основание рифта испытало мегабудинаж, и между ее фрагментами произошло внедрение симатических призм. Вместе с тем растяжение не пошло дальше и не достигло степени раскрытия и образования новой океанической коры, хотя гипербазиты и составляют в современной коре Западного Хоггара около 60% ее

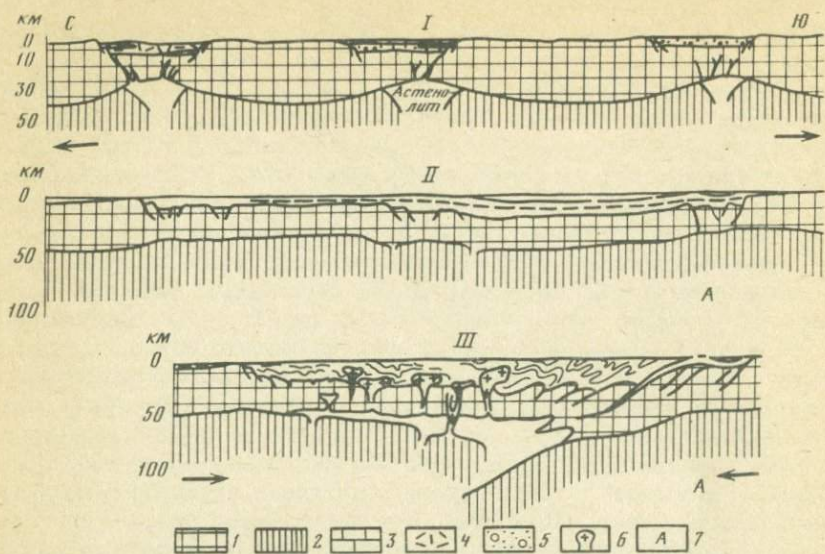


Рис. 2. Схема развития Дамарского пояса, по Х. Мартину и Х. Пораде [4]  
 1 — кора; 2 — верхняя мантия; 3 — известняки; 4 — субщелочные вулканы; 5 — конгломераты и песчаники; 6 — гранитоиды; 7 — астеносфера. I, II, III — этапы развития

объема. Примечательно то обстоятельство, что внедрение альпийских гипербазитов происходило в данном случае не в глубоководные осадки эвгеосинклинального типа, а в мелководные карбонатные отложения "строматолитовой" серии, слагающие нижнюю часть платформенного чехла Западного Хоггара (рис. 3). Впоследствии зона вовлекается в значительное прогибание, сопровождавшееся накоплением мощного флиша, известково-щелочных вулканитов и завершившееся внедрением гранитных батолитов, интенсивными складчато-покровными нарушениями, региональным метаморфизмом. Полное замыкание системы закончилось поднятием складчатого сооружения и образованием моласс.

Обстановка, в которой происходило заложение и развитие Западно-Хоггарской зоны, является характерной для систем рассматриваемого типа, но не универсальной. В других системах в пределах некоторых их отрезков фиксируются фрагменты почти полной офиолитовой ассоциации (Мавританиды, зона Тижукас Восточной Бразилии), в других, напротив, присутствуют лишь единичные мелкие тела гипербазитов, как это имеет место в Атакоридах, на южном продолжении Западного Хоггара. Аналогичное "вырождение" энзиматической зоны наблюдается и к югу от Мавританид, где на ее продолжении гипербазиты присутствуют в виде единичных тел среди дорифейских образований серии Марампа.

Указанные "вырождения" энзиматических интракратонных систем на сравнительно коротком расстоянии, отсутствие фрагментов полных офиолитовых ассоциаций и, следовательно, древней океанической коры, а также данные палеомагнетизма, исключают значительные

раскрытия в пределах Гондваны в протерозое, по-видимому, свидетельствуют о том, что раскрытие при заложении рассматриваемых систем не превосходило красноморскую стадию рифтогенеза. Таким образом, можно заключить, что энсиматическая интракратонная геосинклинальная складчатая система зарождается из рифта, близкого к красноморскому типу. Выклиниваясь и превращаясь в существенно энсиалические зоны на своем одном конце, рассматриваемые структуры, напротив, расширяются и соединяются на другом конце по типу "тройного сочленения" с окраиннократонными (маргинальными) поясами пра-Тетиса и пра-Пацифика, развивавшимися по краям гондванского суперконтинента [1]. Строение и развитие этих поясов во многих отношениях отлично от интракратонных. В их пределах устанавливаются полные разрезы офиолитовой ассоциации в виде надвинутых пластин, комплексы турбидитов и известково-щелочных магматитов огромной протяженности, отчетливая асимметричность и аккреционный характер строения. Возникнув в результате значительных океанских раскрытий литосферы, эти пояса развивались в основном в стиле механизма "плитной" тектоники.

Вливаясь своими окончаниями в маргинальные пояса Гондваны, энсиматические интракратонные рифтогенные системы являются как бы их апофизами. Как уже указывалось, от них, в свою очередь, отходят и к ним примыкают энсиалические системы. Таким образом создается сложноразветвленная сеть линейных позднедокембрийских структур. Градация этих рифтогенных структур отражает степени деструкции сиалического мегаблока. Она указывает на то, что процесс растяжения литосферы может останавливаться на разных стадиях, и при этом, естественно, возникают зоны с разной проницаемостью, на месте которых в дальнейшем формируются разнотипные складчатые системы. Все они, за исключением авлакогенов, являются геосинклинальными, так как по своему развитию отвечают принятому понятию о геосинклинали как о зоне, испытавшей вначале прогибание, а затем поднятие, сопровождающееся гранитизацией, метаморфизмом и складчатостью. Такие термины, как рифт, пассивная окраина, активная окраина, трог, характеризуют лишь определенные стадии развития применительно к полностью сформированным и замкнувшимся структурам, прошедшим целую серию эволюционных превращений. Геосинклиналь является своего рода суммарным понятием.

Вместе с тем современная типизация геосинклинальных структур должна основываться на представлениях о ходе рифтогенеза, поскольку любая геосинклиналь начинается с заложения рифта. Существенное обстоятельство, которое было подчеркнуто выше, о возможности ограниченного рифтинга приводит к выделению важного класса рифтогенных структур — интракратонных геосинклиналей. Их заложение происходило в условиях рифта, не превышающего красноморской стадии раскрытия. Естественно при этом, что в эволюции таких зон будут отсутствовать важные элементы тектоники плит: существенное наращивание коры и субдукция. Развитие этих систем во многом будет отвечать классической геосинклинальной схеме.

Следует отметить, что окраиннократонные (маргинальные) гео-

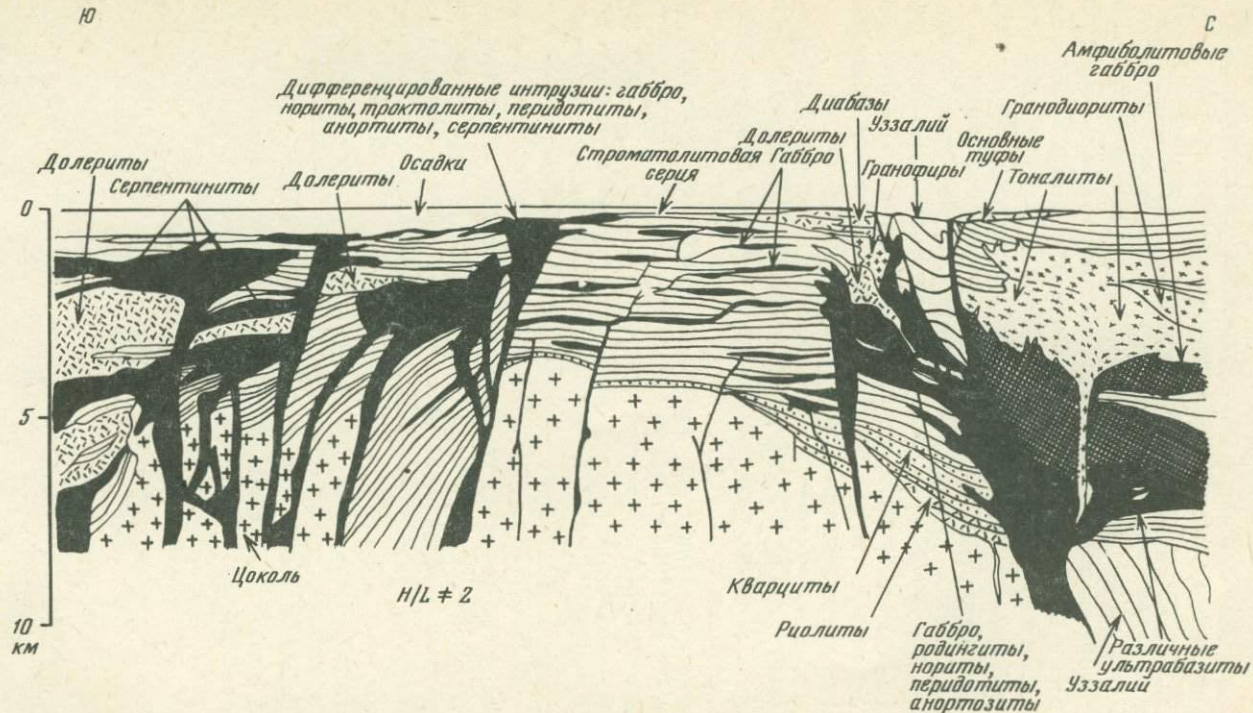


Рис. 3. Схема "базификации" цоколя и чехла-в Западном Хоггаре, по Р. Каби [3]

синклинали переживают не только начальную рифтовую стадию, но и океанское раскрытие, что впоследствии неизбежно приводит к субдукции в условиях активной окраины андского или островодужного типа. Такая типизация геосинклиналей с учетом роли интракратонных рифтогенных структур способствует разрешению многих противоречий в понимании природы складчатых зон сторонниками фиксизма и мобилизма.

Изучение рифтогенных структур разного возраста позволяет наметить общую направленность хода рифтогенеза во времени. Так, в раннем докембрии южных континентов развивались исключительно интракратонные геосинклинали. Первые маргинальные системы появляются в среднем — позднем рифее и развиваются синхронно с многочисленными интракратонными структурами. В фанерозое же роль окраинных геосинклиналей стала доминирующей. Таким образом, поздний докембрий — время появления первых настоящих океанов, время перехода к новому окраинноплитному стилю тектоники, возникшему на определенном этапе эволюции Земли как следствие резкого увеличения интенсивности и масштаба рифтогенеза.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Божко Н.А. Позднедокембрийская тектоника Гондваны. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, N 2, с. 87—92.
2. Bertrand J., Caby R. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt. A new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). — Geol. Rdsch., 1978, Bd. 2, N. 67, S. 357—388.
3. Caby R. La Chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara Central, Algerie): sa place dans l'orogenese du precambrian superieur en Afrique: These/Univ. Montpellier. Montpellier, 1970. 336 p.
4. Martin H., Porada H. The intracratonic branch of the Damara orogen in South West Africa. — Precamb. Res., 1977, vol. 5, N 4, p. 311—357.

УДК 553.981/982.061.33

Е.В. КУЧЕРУК, Е.Р. АЛИЕВА

### РИФТЫ В ЭВОЛЮЦИОННОМ РЯДУ ОСАДОЧНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Образование нефти и газа, формирование и последующее разрушение их скоплений происходят в нефтегазоносных бассейнах (НГБ). Именно поэтому на протяжении всей истории развития нефтяной промышленности геологи-нефтяники уделяли много внимания НГБ. Их основные усилия были направлены на детальное картирование отдельных НГБ, установление их размеров и формы, характера осадочного выполнения, на изучение разнообразных ловушек, условий миграции и аккумуляции углеводородов. НГБ рассматривались и классифицировались на основе их современной структуры, без учета особенностей истории их развития. Сравнительно недавно начало развиваться новое направление в изучении НГБ — эволюционное-генетическое, рассматривающее НГБ как динамические системы в их историческом развитии [4, 9—13]. Такой подход является чрезвычайно перспективным

для решения многих вопросов геологии нефти и газа: выяснения процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления на различных этапах геологической истории НГБ, оценки прогнозных запасов неизученных и слабоизученных бассейнов, методики поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений и др.

В последние два десятилетия в связи с большими объемами геолого-геофизических работ, проведенных в морях и океанах, включая глубоководное бурение, и развитием мобилистской концепции (новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит) все большее внимание исследователей, работающих в различных областях геологии, в том числе и в геологии нефти и газа, стали привлекать рифтовые структуры. С другой стороны, глубоким бурением на континентах структуры рифтового типа выявлены в составе многих осадочных бассейнов разного генезиса и строения, в том числе и в основании относительно просто построенных бассейнов (Мичиганский, Парижский и др.). По-видимому, процессы рифтогенеза свойственны начальной стадии развития осадочных бассейнов любого типа.

Тенденция все крупные грабенообразные структуры — как древние, так и молодые, как океанов, так и континентов — объединять в единую категорию рифтовых, или рифтогенных, структур наметилась лишь в последнее время [6]. На континентах такие грабенообразные структуры, ограниченные глубинными разломами, образование которых связано с процессом растяжения, были известны давно. Со многими из них связаны НГБ (Рейнский, Припятско-Днепроовско-Донецкий, Суэцкого залива, Реконкаво и др.), что нашло отражение в некоторых классификациях НГБ, где бассейны грабенового типа выделялись в самостоятельное подразделение [2, 8, 14—16]. Следует отметить, что при таком подходе учитывались главным образом современные структуры подобного типа, выделяемые на основе их геоморфологических особенностей. Между тем эволюционный подход к классификации осадочных НГБ показывает, что структуры рифтового типа входят в состав многих (если не большинства) как просто, так и сложно построенных осадочных НГБ и отражают специфическую стадию в развитии этих бассейнов, пройденную ими на разных этапах геологической истории.

Многие бассейны прошли рифтовую стадию на самых ранних этапах своего развития. Это фиксируется наличием погребенных рифтогенных и родственных им авлакогенных структур в основании бассейнов молодых и древних платформ — как внутренних (Московская синеклиза, Западная Сибирь, Чад), так и окраинных (приатлантические бассейны Африки и Америки, бассейны Гипсленд и Карнарвон в Австралии). Другие бассейны только что завершили ее или находятся на этой стадии (Рейнский, Красноморский, Рио-Гранде). В некоторых бассейнах рифтовая стадия является промежуточной в истории их развития, и отложения рифтовой стадии перекрываются и подстилаются комплексами пород, отвечающими другим стадиям эволюции (верхнемеловой-миоценовый комплекс, выполняющий грабен Сирт в составе Ливийско-Египетского НГБ; юрско-нижнемеловой комплекс, выполняющий грабены Центральный и Вайкинг в составе Центрально-Европейского НГБ).

**Рифтовые структуры и связанные с ними осадочные бассейны на различных этапах эволюции литосферы**

	Эволюция литосферы	Типы осадочных бассейнов	Примеры
Растяжение	Начало раскола континента Рифтовая стадия	Эпиplatformенные рифтовые  Эпискладчатые рифтовые	Рейнский, Вайкинг (юра, мел), Среднерусский авлакоген (рифей) Рио-Гранде, Лос-Анджелес
	Завершение раскола континента Стадия молодого океана	Межконтинентальные рифтовые	Красноморский
Сжатие	Разрастание океана. Пассивная стадия континента и переходной зоны континент—океан (остывание и погружение)	Внутриконтинентальные (надрифтовые) прогибы и синеклизы Пассивной окраины континента: А — периконтинентально-рифтовые; Б — периконтинентально-океанические; В — дельтовые Внутриокеанические	Припятско-Днепровско-Донецкий, Западно-Сибирский  Реконкаво  Кванза-Камерунский, Гипсленд Нижненигерский Роколл
	Сокращение площади океанической впадины в процессе субдукции	Окраинных морей (в составе группы бассейнов активной окраины континента и островных дуг)	Валенсийский, Японского моря
	Стадия островных дуг и активных окраин континентов (предорогенная — раннеорогенная)	Окраинно-континентальные (области перикратонных опусканий)	Ливийско-Египетский
	Закрытие океана, столкновение литосферных плит (дуга—континент, континент—континент)  Орогенная стадия	Предгорные (фронтальные, тыловые, пограничные) и межгорные (грабены и грабен-синклинии, впадины на срединных массивах)	Преаппалачский, Залива Кука, Венский, Паннонский
	Затухание тектонических движений, нивелировка рельефа Синеклизная стадия	Сложно построенные внутри- и окраинно-континентальные	Северо-Каспийский, Центрально-Европейский
	Активизация тектонических движений на платформе Стадия эпиplatformенного орогенеза	Инверсированных авлакоенов	Вичита-Анадарко-Армор (в составе Западного Внутреннего НГБ)

Формирование рифтовых структур тесно связано со стадийностью и общей направленностью эволюции литосферы. С позиций тектоники литосферных плит в рамках одного цикла термической и динамической эволюции литосферы — от раскола континента и формирования новообразованной океанической впадины до "закрытия" океана и формирования шовных зон орогенов — можно выделить ряд последовательных этапов, которым соответствуют рифтовые структуры и связанные с ними осадочными бассейны различного типа (таблица).

Как видно из таблицы, рифтовые структуры и связанные с ними осадочные бассейны возникают на различных этапах эволюции литосферы в условиях растяжения (в том числе локального, при господствующем режиме сжатия). Ими начинается формирование осадочных бассейнов различного типа, они сохраняются в составе этих бассейнов в течение геологической истории их развития и преобразования — вплоть до разрушения бассейнов в процессе орогенеза, когда зарождаются эпискладчатые рифтовые бассейны нового цикла.

Рифтовые структуры различаются: по своей конфигурации (одиночные на жесткой, древней континентальной коре, субпараллельные или кулисообразные в связи с мегасдвигами на более пластичной континентальной коре новообразованных орогенов, типа тройных сочленений и более сложного рисунка); по пространственному положению относительно границ плит (продольные, поперечные, шовные); по своей геологической предыстории (эпиplatformенные, эпискладчатые); по особенностям формирования (роль вулканизма, характер осадочного выполнения, сложность структуры); по дальнейшей эволюции. Определенные различия обусловлены также закономерными изменениями характера рифтогенеза во времени — от архея до кайнозоя [7].

В ходе эволюции литосферы рифтовые структуры становятся составными частями более сложных осадочных бассейнов, образующих две основные ветви эволюционного ряда, связанные с затуханием процессов рифтогенеза или их развитием и перерастанием в океаногенез. В первом случае над рифтами или их системами развиваются внутриконтинентальные отрицательные структуры типа прогибов или синеклиз, во втором — они перерастают в межконтинентальные рифтовые бассейны и далее оказываются в основании бассейнов пассивных окраин континентов по обе стороны новообразованной океанической впадины либо образуют обособленные внутриокеанические бассейны на отколовшихся фрагментах континентальной и субконтинентальной коры.

Периконтинентально-рифтовые бассейны обычно связаны с оставшейся недоразвитой ветвью тройного сочленения и могут оставаться непогрешенными. Иногда вдоль таких структур, а также трансформных разломов, связанных с рифтогенезом и океаногенезом, развиваются речные системы, приводящие к формированию дельтового подтипа бассейнов пассивных окраин с исключительно мощным терригенным осадочным разрезом. В процессе закрытия океана, при переходе пассивной окраины в активную, на фоне регионального сжатия в группе бассейнов активных окраин континентов и островных дуг возникают рифтовые бассейны нового типа — задуговые бассейны растяжения,

или бассейны окраинных морей. На этой же стадии эпирифтовые бассейны бывших пассивных континентальных окраин, а отчасти и внутриконтинентальные бассейны формируют обширные области перикратонных опусканий, предшествующие образованию передовых прогибов. В дальнейшем по мере формирования орогенов осадочные бассейны как той, так и другой ветви оказываются вовлеченными в интенсивные тектонические движения, связанные с орогенезом. Бассейны активных окраин, как правило, при этом разрушаются и лишь в редких случаях могут частично сохраняться в составе межгорных бассейнов типа грабен-синклиналий или реликтовых внутренних морей. Бассейны бывших пассивных окраин и частично внутриконтинентальные, вовлеченные в перикратонные опускания, образуют нижний структурный этаж предгорных прогибов орогенной стадии. Именно на этой стадии возникают эпискладчатые рифтовые бассейны, которые могут дать начало описанному эволюционному ряду бассейнов нового цикла. К их числу относятся как простые грабеновые впадины, так и некоторые межгорные бассейны на срединных массивах (бывших микроконтинентах). Механизм деструкции срединных массивов в результате подъема горячего мантийного материала, по-видимому, близок механизму задугового спрединга, приводящего к образованию бассейнов окраинных морей. На последующих этапах эволюции литосферы все описанные типы бассейнов и входящие в них рифтовые структуры могут оказаться в составе сложнопостроенных внутри- и окраинноконтинентальных мегабассейнов. Таким образом, рифтовые структуры различного возраста могут либо остаться непогребенными, либо сохраниться под осадочным чехлом внутриконтинентальных бассейнов древних и молодых платформ, бассейнов пассивных окраин континентов, передовых (предгорных) прогибов и сложнопостроенных (латерально- и вертикальногетерогенных) бассейнов.

Несмотря на все отмеченные выше различия, общими чертами всех рифтовых структур, позволяющими объединять их в единую категорию, являются: формирования в условиях растяжения в связи с подъемом горячего мантийного материала, линейность структурных форм и связь с долгоживущими глубинными разломами, часто весьма древнего заложения, дифференцированные опускания с образованием разломно-блоковой тектоники, высокая скорость осадконакопления и повышенный тепловой поток. Все это определяет специфику условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления в осадочных НГБ рифтового типа.

Следует отметить, что после окончания активного этапа развития рифтовых структур в них могут возобновляться движения блоков фундамента по унаследованным системам разломов. Такие сложные, разновременные и разнонаправленные движения определяются близостью областей активного тектогенеза (границ плит), их ориентировкой и характером происходящих в них процессов. В зависимости от этого рифтовые структуры или отдельные их сегменты могут испытывать регенерацию или инверсию. Формирование инверсионных структур может происходить как на ранних этапах, до или одновременно с началом формирования надрифтовой синеклизы, так и на более поздних

этапах, после накопления значительной мощности пород послерифтового комплекса. Так, в Среднерусском рифейском авлакогене в основании Московской синеклизы инверсия с образованием взброшенных горстов на месте наиболее погруженных трогов произошла уже в довендское время. Доно-Медведицкий также рифейский авлакоген, наоборот, испытал возрождение в девоне (герцинский цикл тектогенеза) и инверсию в альпийский цикл тектогенеза [1]. Такие линейные горстовые структуры или их части отражаются в вышележащих отложениях в виде валов и кряжей, иногда даже сводов. Иногда при частичной или полной инверсии рифтовых структур (авлакогенов) образуются сопряженные компенсационные прогибы типа предгорных, ярким примером чего является система глыбовых гор Вичита и сопряженных прогибов Анадарко-Ардмор. Инверсия рифтовых структур, как правило, тесно связана с процессами сжатия на близлежащих границах литосферных плит в эпохи орогенеза.

Нефтегазоносные бассейны или их части, прошедшие рифтовую стадию развития, в большинстве случаев отличаются благоприятными условиями для генерации, миграции и аккумуляции нефти и газа.

Осадочное выполнение рифтовых структур характеризуется накоплением осадков большой мощности и их захоронением на глубины 4—7 км за относительно короткий (5—20 млн. лет) промежуток времени. В низах разреза развиты терригенно-вулканогенные или терригенные, обычно красноцветные континентальные или озерные, отложения, источником сноса которых служат как "плечи" рифта, так и внутренние горсты. Выше в течение первых морских трансгрессий обычно накапливаются мощные соленосные толщи, возможно, частично образующиеся за счет выноса солей глубинными термальными источниками по разломам [3]. Для поздних стадий характерно накопление нормально-морских терригенных и карбонатных пород. Блоковые подвижки по разломам со значительной амплитудой вертикальных перемещений обуславливают резкие изменения мощностей и фаций осадочных отложений, многочисленные локальные несогласия и перерывы в осадконакоплении в пределах приподнятых блоков. В опущенных блоках (грабенах) в условиях ограниченной циркуляции вод накапливаются глинистые толщи, богатые органическим веществом. В связи с быстрым их захоронением и погружением на большие глубины они уже на рифтовой стадии могут реализовать свой нефтегазоматеринский потенциал, чему способствует также повышенный тепловой поток. Следует отметить, что нефтегазоматеринские породы могут содержаться и в разрезе озерных отложений начального этапа рифтообразования. Большое количество крупнозернистого терригенного материала приносится речными потоками, дренирующими борта рифтовой впадины. Там, где такой привнос терригенного материала отсутствует, развиваются различные рифогенные постройки. Мелководные терригенные отложения, содержащие пласты, линзы песчаников и рифовые тела, широко развиты на приподнятых блоках. Перерывы и несогласия, характерные для осадочного разреза в пределах этих блоков, способствуют формированию высококачественных коллекторов за счет процессов выветривания и выщелачивания (как

в отложениях рифтового и дорифтового комплексов, так и в породах фундамента). Все это в сочетании с наличием, особенно в отложениях поздних стадий рифтогенеза, регионально развитых глинистых и соленосных покрывок создает благоприятные условия для формирования сингенетичных залежей углеводородов. Следует отметить, что одни и те же глинистые морские толщи могут служить одновременно нефте- и газоматеринскими породами и покрывками. При этом генерируемые этими отложениями углеводороды могут мигрировать по разломам и несогласиям и образовывать скопления также в расположенных гипсометрически выше, но более древних по возрасту отложениях, в том числе в континентальных отложениях в основании рифтового этажа, образованиях дорифтового структурного этажа и выветрелых, трещиноватых породах фундамента (грабен Сирт в составе Ливийско-Египетского НГБ, Северо-Китайский НГБ и др.). Тектоническая расчлененность и фациальная невыдержанность отложений в рифтовых бассейнах затрудняют дальнюю латеральную миграцию углеводородов, в связи с чем доминирующую роль играет вертикальная миграция. Накопление мощной осадочной толщи на рифтовой стадии может стимулировать генерацию углеводородов в дорифтовых отложениях, а наличие многочисленных разломов и несогласий обуславливает возможность миграции по ним углеводородов, генерированных материнскими отложениями всех структурных комплексов — дорифтового, рифтового и послерифтового.

Формирование ловушек определяется главным образом системой пересекающихся продольных и поперечных разломов. Продольные разломы образуют сопряженные с впадинами линейные горстообразные поднятия, к которым приурочены региональные зоны нефтегазонакопления; поперечные — формируют в пределах этих поднятий мозаичную структуру моноклинальных блоков, с которыми связаны отдельные месторождения. Обрезанные разломами моноклинальные (наклоненные в одну сторону) блоки — основной тип структур в рифтогенных бассейнах, где обычные антиклинальные складки, образованные в условиях сжатия, как правило, отсутствуют [5]. Следует, однако, учитывать, что в дальнейшем в условиях регионального сжатия и (или) инверсии может произойти преобразование сбросов во взбросы и даже надвиги и формирование структур сжатия (например, в юго-восточной части Припятско-Днепровско-Донецкого НГБ). В вышележащих отложениях блоковым структурам и ограничивающим их разломам могут соответствовать структуры уплотнения, приразломные складки, а также разнообразные незамкнутые структурные формы; некоторые из этих структур могут являться самостоятельными ловушками для нефти и газа. Ловушками также могут служить эрозионные формы рельефа, обычно связанные с моноклинальными блоками на глубине, и солянокупольные структуры, развитие которых связано с подвижками по разломам. Валы, кряжи и своды над образовавшимися в результате инверсии горстовыми структурами авлакогенов часто являются зонами и областями нефтегазонакопления. Таким образом, рифтовая стадия независимо от времени ее проявления оказывает существенное влияние на условия

нефтегазонаосности не только собственно рифтового, но также выше- и нижележащих структурных этажей, отвечающих иным стадиям эволюции осадочного бассейна.

Вышеизложенное показывает важность выявления рифтовой стадии в истории развития осадочных бассейнов различного типа и необходимость учета специфики условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления в таких бассейнах при оценке перспектив их нефтегазонаосности, подсчете прогнозных запасов углеводородов, выборе основных направлений и рациональной методики поисково-разведочных работ на нефть и газ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
2. *Высоцкий И.В., Кучерук Е.В.* Современное состояние учения о нефтегазонаосных бассейнах. Ч. 1. Геологические основы учения о нефтегазонаосных бассейнах. М.: ВИНТИ, 1976. 102 с.
3. *Долицкий В.А., Долицкая Т.В., Кучерук Е.В.* Об образовании залежей солей в глубоководных замкнутых морских бассейнах. — В кн.: Вопросы региональной геологии и тектоники нефтегазонаосных областей Узбекистана. Ташкент, 1980, вып. 8, с. 86—92.
4. *Иванов В.В.* К построению историко-тектонической классификации нефтегазонаосных бассейнов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, N 2, с. 16—24.
5. *Кучерук Е.В., Алиева Е.Р.* Моноклиальные блоки — новый высокоперспективный объект нефтегазонаосных работ. — Нефтегаз. геология и геофизика, 1981, N 19, с. 1—8.
6. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
7. *Милановский Е.Е.* Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 38—60.
8. *Оленин В.Б.* Нефтегеологическое районирование по генетическому принципу. М.: Недра, 1977. 229 с.
9. *Соколов Б.А.* Эволюция и нефтегазонаосность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 243 с.
10. *Хаши В.Е.* Структурно-динамические типы нефтегазонаосных бассейнов и их формационное содержание. — В кн.: Современные проблемы геологии нефти и газа. М.: МГУ, 1978, с. 125—132.
11. *Bally A.W.* A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. — In: 9th World Petrol. Congr. Tokyo, 1975, p. 33—44.
12. *Bally A.W., Snelson S.* Realm of subsidence. — In: Facts and principles of world petroleum occurrence/Ed. A.D. Mial. Canad. Soc. Petrol. Geol., 1980, p. 9—95.
13. *Klemme H.D.* Petroleum basins — classifications and characteristics. — J. Petrol. Geol., 1980, vol. 3, N 2, p. 187—207.
14. *North F.K.* Characteristics of oil provinces: a study for students. — Bull. Canad. Petrol. Geol., 1980, vol. 19, N 3, p. 601—658.
15. *Perrodon A.* Essai de classification des bassins sédimentaires. — Sci. Terre, 1971, vol. 16, N 2, p. 195—227.
16. *Perrodon A.* Géodynamique pétrolière. Genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. P.: Masson, 1980. 381 p.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
<i>Е.Е. Милановский. Основные проблемы изучения рифтогенеза</i> .....	5
<i>Н.Я. Кунин, Л.А. Самойлюк. Особенности строения и развития главных систем рифтов Западной Сибири по геолого-геофизическим данным</i> .....	25
✓ <i>Ш.Д. Давлятов, Н.Я. Кунин, Р.В. Пак. Рифтовые структуры Туранской плиты</i> .....	42
✓ <i>Е.Д. Сулиди-Кондратьев, В.В. Козлов, В.Е. Забродин, А.В. Разваляев. Древние авлакогены и рифты Африканского кратона</i> .....	49
<i>Н.М. Джиноридзе. Континентальный рифтогенез и гялогенез</i> .....	61
✓ <i>Б.А. Соколов. Рифтогенез и нефтегазоносность</i> .....	84
<i>Б.Г. Поляк, В.И. Кононов. Геотермальная активность рифтовых зон</i> .....	94
<i>А.Ф. Грачев, А.И. Поляков. Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности</i> .....	109
<i>О.Г. Сорохтин. Океанский рифтогенез и гипотеза расширяющейся Земли</i> .....	121
<i>В.Г. Казьмин. Развитие континентальных рифтов и вулканизм</i> .....	136
<i>А.М. Никишин. Рифтогенез, океаногенез и сходные процессы в геологической эволюции планетных тел Солнечной системы</i> .....	150
<i>Е.Е. Милановский. Рифтогенез на древних платформах</i> .....	168
<i>А.В. Разваляев. Ранние стадии развития ("созревания") зон континентального рифтогенеза</i> .....	190
<i>Н.А. Божко. Рифтогенные структуры позднего докембрия южных континентов</i> .....	202
<i>Е.В. Кучерук, Е.Р. Алиева. Рифты в эволюционном ряду осадочных нефтегазоносных бассейнов</i> .....	209

Милановский Е.Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

Как выяснилось в последние 20—25 лет, рифтовые зоны играют важнейшую роль в современной структуре континентов и океанов, а их древние аналоги существовали на протяжении большей части геологической истории. В статье даны определение понятий рифтовых зон и рифтогенеза и обзор ряда основных проблем его изучения. Предлагается типизация рифтовых зон, учитывающая характер глубинного строения земной коры, предысторию, особенности тектонической структуры, деформаций, магматизма и пр. Анализируются структурные формы и их сочетания, свойственные различным рифтовым зонам и их соотношения с тектоническим планом фундамента, особенности развития на предрифтовом и собственно рифтовом этапах, черты магматизма, сопутствующего различным типам и стадиям рифтогенеза, рассматриваются соотношения рифтогенеза и геосинклинального процесса и их изменения на протяжении истории Земли. Выявляется периодичность в проявлениях рифтогенеза и устанавливается чередование во времени фаз усиления рифтогенеза и фаз усиления деформаций в геосинклинальных поясах и других тектонических зонах, рассматриваемое автором как проявление предполагаемых пульсаций Земли. Обсуждается проблема причин рифтообразования и соотношения "активного" и "пассивного" механизмов рифтогенеза. В заключение намечаются пять основных этапов эволюции рифтоподобных процессов в истории Земли — архейский, ранне- и позднепротерозойский, палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Ил. 2.

## УДК 551.24 (571.1)

Кунин Н.Я., Самойлюк Л.А. Особенности строения и развития главных систем рифтов Западной Сибири по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

На основании комплексной интерпретации данных сейсмических исследований ГСЗ, КМПВ и ОГТ, магнитных и гравитационных аномалий показано, что триасово-юрские грабены развивались в Западной Сибири главным образом на Приуральском и Приказахстанском склонах. В центральной части Уренгой-Костогорский рифт формировался в позднем докембрии и, возможно, раннем палеозое, эта структура не находит развития по распределению мощностей и фаций триасовых и юрских отложений.

Обосновывается выделение нового класса тектонических структур — звездчатых рифтовых систем, состоящих из изометричного центра и расходящихся лучевидных грабенов. Рассмотрено строение Северной, Тобольской и Нюрольской звездчатых рифтовых систем. Рассматриваются особенности отображения звездчатых рифтовых систем в геофизических аномалиях и возможный механизм их формирования, обусловленный подъемом изометричного мантийного диапира. Ил. 4, библиогр. 17 назв.

## УДК 551.24 (575)

Давлятов Ш.Д., Кунин Н.Я., Пак Р.В. Рифтовые структуры Туранской плиты. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

Рассмотрено строение системы грабенов и горстов, обычно включаемых в Урало-Оманский линеймент. Подчеркивается рифтогенная природа этих структур в пределах Туранской плиты, их размещение на периклинальном продолжении Урала. Указывается, что вторая главная рифтогенная система Туранской плиты: Центрально-Устюртско-Мангышлакская — располагается на периклинальном продолжении Тянь-Шаня. Обосновываются перспективы нефтегазоносности рифтогенных зон. Библиогр. 7 назв.

## УДК 551.243.12:551.248.1(6)

Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В., Забродин В.Е., Разваляев А.В. Древние авлакогены и рифты Африканского кратона. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

Характерной особенностью Африканского кратона является развитие внутриплатформенных структур — древних авлакогенов и рифтов. Древние авлакогены имели существенные отличия от протогеосинклиналей, которые развивались синхронно с ними, отличаясь иной геотектонической природой. По своему строению и развитию древние авлакогены сближены с рифтами. Формирование древних авлакогенов и рифтов происходило на зрелой континентальной коре и было связано с основными этапами становления платформенного чехла. Выделяются вполне определенные эпохи формирования древних авлакогенов и рифтов. При этом образование древних авлакогенов связывается с частичной деструкцией зрелой континентальной коры в условиях растяжения без полного разрыва ее сплошности. В дальнейшем произошло сжатие и смятие осадочно-вулканогенного выполнения древних авлакогенов, которые приобрели характер внутриплатформенных складчатых зон. В отличие от авлакогенов рифты испытали лишь стадию растяжения в условиях частичной деструкции зрелой континентальной коры. Ил. 5, библиогр. 12 назв.

УДК 551.242:553.62.061.12

Д ж и н о р и д з е Н.М. Континентальный рифтогенез и галогенез. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

На основе анализа особенностей галогенеза в солеродных бассейнах пассивных континентальных окраин, развивающихся в условиях континентального рифтогенеза, выявляется парагенетическая связь между рифтогенезом и галогенезом. Показано несоответствие между палеоклиматическим размещением этих солеродных бассейнов и современной зональностью аридных поясов. Это несоответствие, а также седиментологические и физико-химические особенности галогенеза и его парагенетическая связь с рифтогенезом удовлетворительно согласуются с экзгалиационно-осадочной моделью галогенеза. Эта модель позволяет наметить с большей долей вероятности местоположение и время образования деструкционных поясов в эволюции Земли, наличие в осадочном чехле протяженных рифтовых зон дает возможность прогнозировать в них развитие мощных галогенных отложений. Табл. 1, ил. 5, библиогр. 121 назв.

УДК 551.242.5:551.98

С о к о л о в Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

По своей генетической природе рифтогенез оказывает огромное влияние на нефтегазообразование и нефтегазонакопление. Рифтовые бассейны отличаются высоким темпом накопления отложений и интенсивным их прогревом, что способствует нефтеобразованию. Раздвиговые нарушения способствуют вертикальной миграции углеводородов и формированию залежей нефти и газа. Ил. 4, библиогр. 11 назв.

УДК 551.24 + 550.36

П о л я к Б.Г., Кононов В.И. Геотермальная активность рифтовых зон. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

Проанализировано распределение кондуктивного теплопотока и установлены его средние значения в различных отрезках мировой системы рифтов. Определены энергетические эффекты вулканической и гидротермальной деятельности. Путем моделирования получено согласованное со всеми геофизическими данными распределение глубинных температур в океаническом рифте (Исландия) и проведено его сравнение с геотермической обстановкой в континентальном рифте (Байкал). Оценен общий вынос глубинного тепла в рифтовых зонах. Табл. 1, ил. 8, библиогр. 63 назв.

УДК 553.212+550.36

Грачев А.Ф., Поляков А.И. **Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности.** — В кн.: **Континентальный и океанский рифтогенез.** М.: Наука, 1985.

Магматизм материковых и океанических рифтов связан с мантийными источниками и развивается в условиях растяжения и деструкции литосферы, что позволяет противопоставлять и отличать его от магматизма других геодинамических обстановок. В условиях рифтового режима проявления вулканизма всегда опережают отражение процесса растяжения в рельефе, структуре и осадочных формациях. Особое значение представляет выделение предрифтовой стадии. По мере развития процесса рифтогенеза, сопровождающегося утонением литосферы, состав вулканитов последовательно меняется от ультращелочных меланократовых базальтоидов через субщелочные базальты до низкокальциевых толеитов. Такая последовательность обусловлена изменением глубины первичных выплавов вследствие подъема аномальной мантии. Ил. 10, библиогр. 28 назв.

УДК 550.311

Сорохтин О.Г. **Океанский рифтогенез и гипотеза расширяющейся Земли.** — В кн.: **Континентальный и океанский рифтогенез.** М.: Наука, 1985.

Отмечается, что происхождение рифтовых зон срединно-океанских хребтов, строение и рельеф океанских литосферных плит, геохимия базальтового магматизма океанов и тепловые потоки через океанское дно полностью объясняются в рамках современной геологической теории — тектоники литосферных плит. Показывается также полная несостоятельность разных вариантов гипотез расширяющейся и пульсирующей Земли, с помощью которых иногда еще пытаются объяснять происхождение рифтовых зон. В связи с этим описываются противоречия таких гипотез с законами физики и на количественном уровне (с использованием уравнений состояния вещества) рассматриваются те катастрофические последствия для Земли и Солнца, к которым привело бы возникновение в природе условий, предполагаемых сторонниками этих непродуманных гипотез. Ил. 4, библиогр. 63 назв.

УДК 551.242.1:251.242.51(67)

Казьмин В.Г. **Развитие континентальных рифтов и вулканизм.** — В кн.: **Континентальный и океанский рифтогенез.** М.: Наука, 1985.

Рассматривается связь вулканизма континентальных рифтов с геодинамическим режимом в рифтовой зоне (р.з.). Установлено, что существует зависимость между составом и объемом вулканитов, с одной стороны, и масштабом и скоростью раздвижения — с другой. Эволюция вулканизма в р.з. обусловлена подъемом мантийного вещества в зону рифтового раздвига; таким образом раскол литосферы предваряет вулканизм. Образование дорифтовых ареалов платобазальтов предшествует расколу литосферы и может быть связано с аномальными участками в мантии (термальными аномалиями, "плюмами"). Ил. 6, библиогр. 34 назв.

УДК 551.242.1+550.311

Никишин А.М. **Рифтогенез, океаногенез и сходные процессы в геологической эволюции планетных тел Солнечной системы.** — В кн.: **Континентальный и океанский рифтогенез.** М.: Наука, 1985.

Рифтогенез и океаногенез являются важнейшими процессами в эволюции большинства планетных тел. Они проявляются уже на ранних стадиях их развития. В течение разных мегаэтапов эволюции планет рифтогенез и океаногенез имеют различные формы конкретного проявления, они эволюционируют во времени. Рассматриваются вопросы классификации рифтовых и океанических структур и природа их генезиса. Ил. 8, библиогр. 41 назв.

УДК 551.242

Милановский Е.Е. Рифтогенез на древних платформах. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

Древние платформы представляют единственный тип крупных тектонических областей, где возможно проследить историю рифтоподобных и рифтовых структур и выявить тенденцию эволюции рифтогенеза от древнейших этапов развития Земли до современности. В архее развитие линейных тектонических зон (зеленокаменные пояса и, может быть, гранулитовые пояса) совмещало в себе черты рифтового и геосинклинального процессов последующих эпох. Проторифтовые зоны раннего протерозоя были родственны протогеосинклинальным областям, но отличались от них меньшей шириной и меньшим развитием завершающих стадий развития. В позднем протерозое и палеозое рифтогенез на древних платформах представлял процесс, генетически связанный и подчиненный геосинклинальному. В мезокайнозойское время рифтогенез резко усилился и превратился в процесс, в значительной мере противоположный и комплементарный геосинклинальному процессу, представляющий одну из важнейших форм деструкции континентальных массивов и разрастания океанических впадин, по видимому, происходивших в ходе некоторого общего расширения Земли. Ил. 6, библиогр. 14 назв.

УДК 551.242.1

Разваляев А.В. Ранние стадии развития ("созревания") зон континентального рифтогенеза. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

Континентальному рифтогенезу предшествуют определенные тектоно-магматические процессы, как бы способствующие подготовке, "созреванию" литосферы для образования рифтов. На примере Красноморской рифтовой зоны показано, что рифтогенез предпочтительно развивается в областях с тенденцией к деструктивному стилю развития на этапе формирования фундамента ("рамы") рифтов, обеспечивающему возникновение максимальных литосферных неоднородностей. Позднее, на дорифтовом этапе, эти области испытывают длительное пульсационное возбуждение мантии, проявленное в генерировании разноглубинных мантийных и коровых магм. Устойчивое проявление эндогенных режимов на дорифтовом этапе в строго локализованных линейных зонах позволяет выделять последние в качестве "рифтогенных стволов", предопределяющих положение будущих рифтов. Ил. 2, библиогр. 42 назв.

УДК 551.243.12

Божко Н.А. Рифтогенные структуры позднего докембрия южных континентов. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

Среди древних рифтовых структур южных континентов выделяется несколько типов. Таковы авлакогены, сложенные карбонатно-терригенными отложениями и представляющие собой прекратившие развитие древние континентальные рифты. Шире развиты рифтовые структуры, относящиеся к интракратонным геосинклинальным складчатым системам. В числе этих структур энсиалические и энсиматические системы. Первые характеризуются терригенными, карбонатно-глинисто-эвапоритовыми и молассоидными формациями, отражающими рифтовую, собственно геосинклинальную и орогенную стадии развития. Вторые отличаются типично геосинклинальными формациями осадков, широко развитыми альпийскими гипербазитами. Структуры обеих систем образуют сложные сочетания со взаимными переходами. Ил. 3, библиогр. 4 назв.

УДК 553.981/982.061.33

Кучерук Е.В., Алиева Е.Р. Рифты в эволюционном ряду осадочных нефтегазоносных бассейнов. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985.

Показано, что рифтовые структуры и связанные с ними осадочные бассейны возникают на различных этапах эволюции литосферы. Ими начинается формирование осадочных бассейнов различного типа, они сохраняются в составе этих бассейнов в течение геологической истории их развития и преобразования — вплоть до разрушения бассейнов в процессе орогенеза, когда зарождаются эпикладчатые рифтовые бассейны нового цикла. Осадочные нефтегазоносные бассейны или их части, прошедшие в истории своего развития рифтовую стадию, в большинстве случаев отличаются благоприятными условиями для генерации, миграции и аккумуляции нефти и газа в их недрах. Подчеркнута важность выявления рифтовой стадии в истории развития осадочных бассейнов различного типа и указано на необходимость учета специфики условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления в таких бассейнах при оценке перспектив их нефтегазоносности, подсчете прогнозных запасов углеводородов, выборе основных направлений и рациональной методики поисково-разведочных работ на нефть и газ. Табл. 1, библиогр. 16 назв.

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ  
И ОКЕАНСКИЙ  
РИФТОГЕНЕЗ**

*Утверждено к печати  
Межведомственным тектоническим комитетом  
и Ордена Трудового Красного знамени  
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор *Н.Е. Фельдбарг*  
Редактор издательства *А.В. Копп*  
Художник *А.Н. Бобрович*  
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *М.К. Серегина*  
Корректор *В.Н. Пчелкина*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 28023

Подписано к печати 07.12.84 Т — 20432

Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

Бумага офсетная N 2. Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 14,0+0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 14,8. Уч.-изд.л. 18,1

Тираж 600 экз. Тип.зак. 2079. Цена 2 р. 80 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34. 9-я линия, 12

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"**

**ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА**

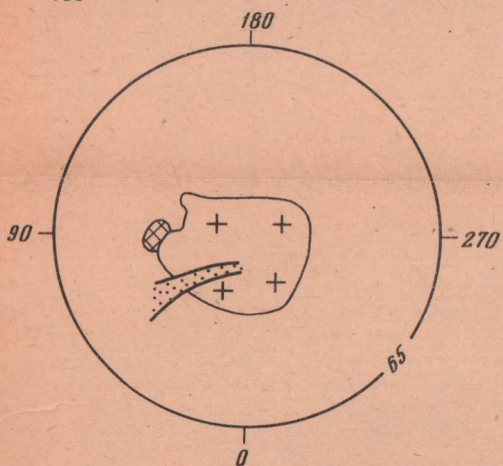
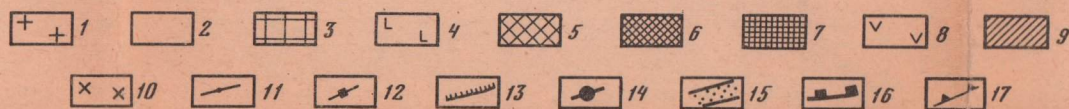
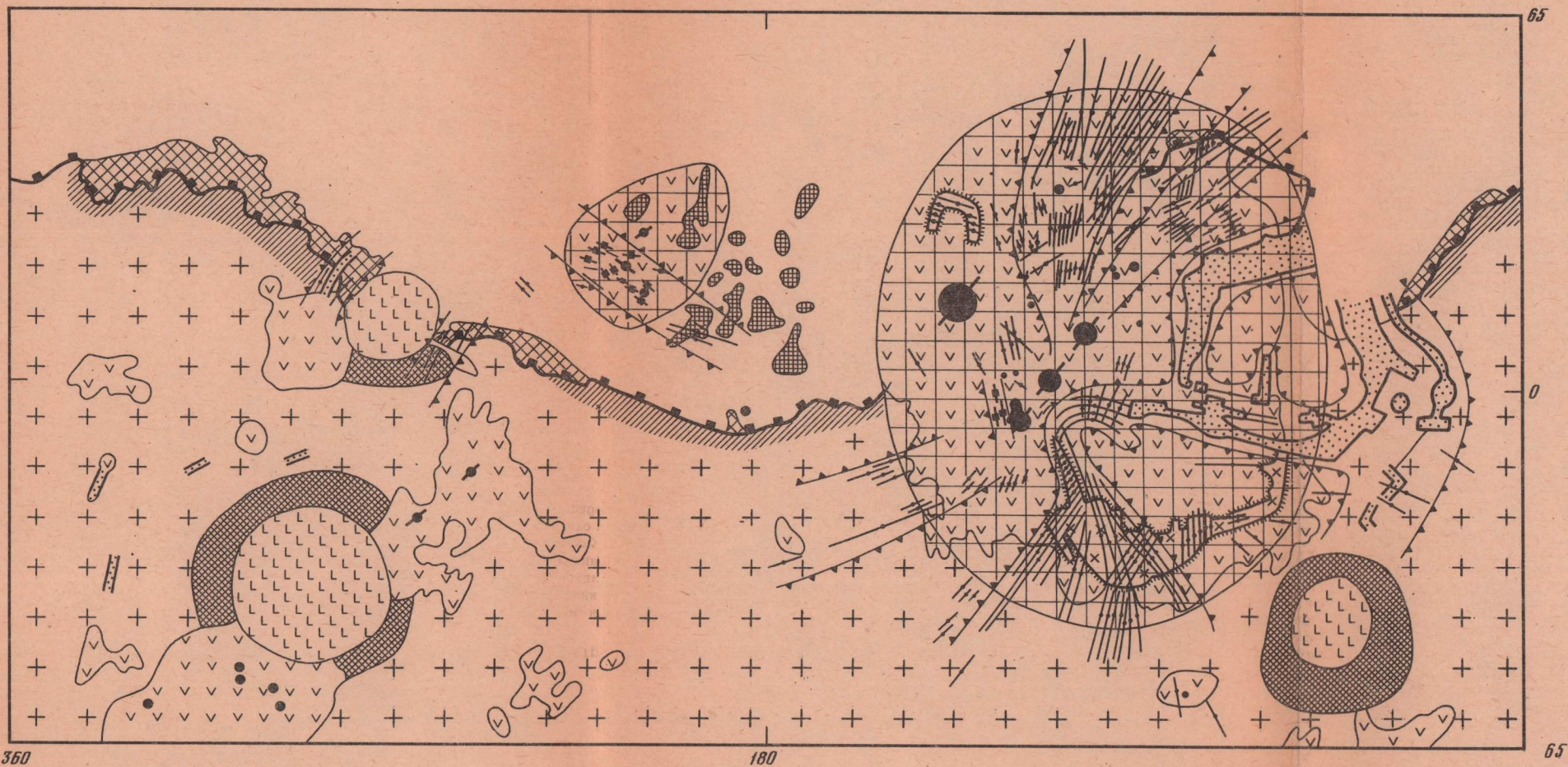
**Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — 10 л.**

В книге рассмотрены новые предложения о происхождении солнечной планетной системы, источники энергетической активности внутренних оболочек Земли и способы ее передачи во внешние оболочки, численное моделирование крупномасштабных движений в мантии, проанализированы главные структурообразующие процессы в коре и их связь с движениями в мантии, в том числе особенности движения литосферы в конвективных моделях эволюции Земли. Большое внимание уделено структурно-динамической расслоенности литосферы, моделям региональных структурообразующих процессов, геологическому значению сейсмичности, геодинамике современного горообразования.

---

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ  
ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ  
"КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

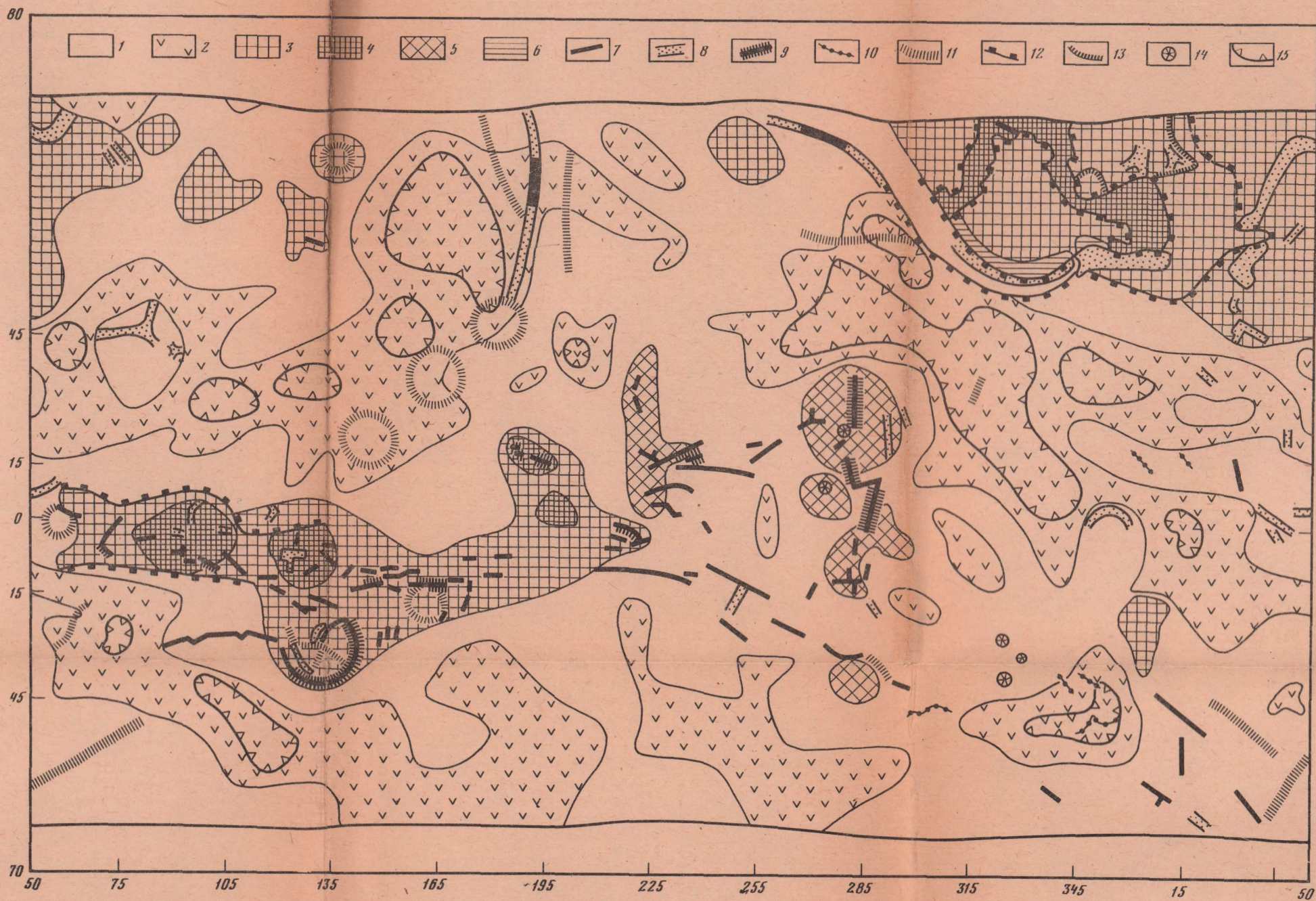


К ст. А.М. Никишина

**Рис. 2.** Схема тектонического положения рифтовых структур Марса. На врезке — северная полярная область Марса

1 — континентальная область; 2 — океаническая область и участки переходной зоны, затопленные океаническими лавами; 3 — планетарные поднятия; 4 — ударные бассейны; 5 — переходная зона с системами ветвящихся разнопорядковых и разноразмерных грабенов; 6 — кордильеры ударных бассейнов с ассоциациями грабенов и горстов; 7 — микроконтинентальные участки с хаотической сетью узких грабенов и разломов; 8 — эпиконтинентальные лавовые плато и лавовые плато в пределах поднятий; 9 — окраинные части континента с системами протяженных грабенов; 10 — горстовое

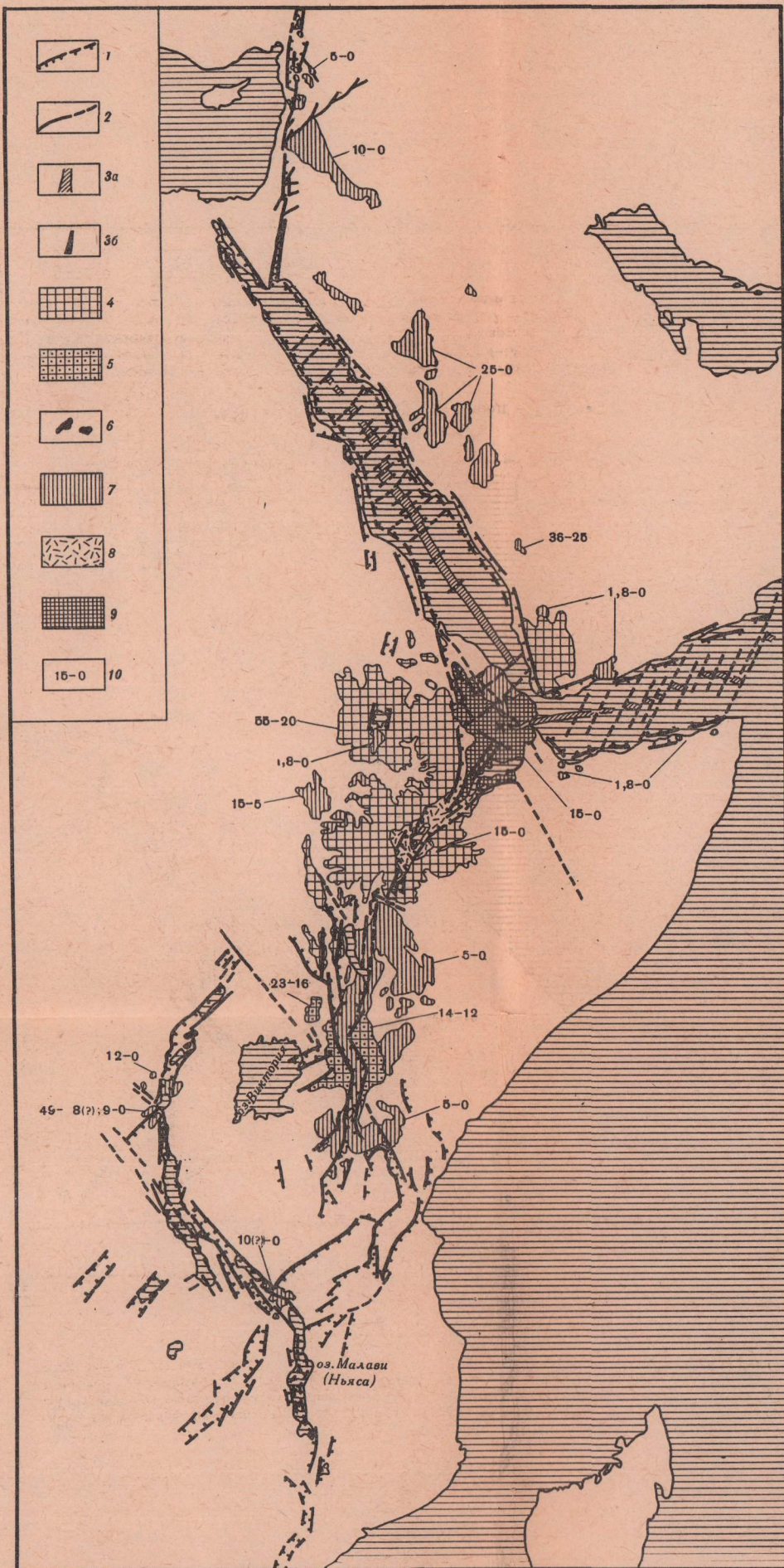
поднятие Кларитас—Тавмасия с внутригорстовой ассоциацией грабенов и грабен-кальдер и окраинно-горстовой системой грабенов и сбросов; 11 — узкие грабены; 12 — грабен-кальдеры; 13 — сбросы; 14 — вулканы с показом простираения главной рифтовой зоны (не везде); 15 — крупные рифты; 16 — главный шов на границе континент—океан; 17 — условные контуры рифтовых систем. Рифтовые системы: 1 — Долин Мари-нер, 2 — Касэй, 3 — Альба—Керавнская, 4 — Кларитас—Тавмасия, 5 — Темпе, 6 — Сирена—Мемнония, 7 — Трансэлизийская, 8 — Циркумисидская, 9 — пояс грабен-кальдер Аганиппы



К ст. А.М. Никишина

Рис. 4. Морфотектоническая схема Венеры. Составили А.М. Никишин и Г.А. Бура [20]  
 1 — области с древнейшей слабо преобразованной корой и гипсометрическим уровнем 0—1 км;  
 2 — пологие тектонические депрессии с относительно утяжеленной корой и гипсометрическим уровнем 0—2 км; 3—4 — тектонические поднятия с относительно наиболее легкой корой и гипсометрическим уровнем 2—11 км (4 — относительно наиболее приподнятые районы); 5 — вулканотектонические под-

нятия с гипсометрическим уровнем более 2 км; 6 — краевые дуговые вулканотектонические пояса тектонических поднятий; 7—8 — рифтовые структуры, более (7) и менее (8) достоверные; 9 — рифтовые структуры с системами сопряженных хребтов; 10 — линейные гряды неясной природы; 11 — линейные зоны; 12 — крупные тектонические уступы; 13 — сбросы; 14 — предполагаемые вулканы; 15 — контуры наиболее погруженных депрессий



К ст. В.Г. Казьмина

Рис. 1. Распространение кайнозойских вулканических пород в Африкано-Аравийской рифтовой системе

1 — главные сбросы; 2 — прочие разломы; 3 — осевые зоны: а — Аденского залива и Красного моря (толеитовый вулканизм), б — Афара (базальты промежуточного типа); 4—5 — дорифтовые вулканы: 4 — толеиты, промежуточные и щелочные базальты, риолиты (Эфиопский ареал) 5 — платофонолиты (кенийский ареал); 6—7 — рифтовые вулканы: 6 — повышенной щелочности, 7 — умеренной щелочности; 8 — щелочные риолиты; 9 — базальты промежуточного типа; 10 — абсолютный возраст, млн. лет

Рифтогенез и океаногенез в геологической эволюции планет земной группы

I	II	III	IV	V	VI	VII
Луна						
Сжатие $\Delta R = n \cdot 10 \text{ м}$	—	Современный	3			
Расширение $\Delta R < 1-2 \text{ км}$	Видимое	Морской (океанический)		Формирование системы "морских" бассейнов	Формирование эпибазальтовых грабенов	Формирование "эпиконтинентальных" траппо-подобных базальтовых покровов (в основном в пределах ударных бассейнов)
?	—	Первично-континентальный	4	Ударное мегабрекчирование коры	Формирование грабенов в фундаменте "морей"	
			4,6	Формирование первичной коры		
Меркурий						
Сжатие $\Delta R = n \cdot 10 \text{ м}$	—	Современный	3			
Расширение $\Delta R = n \cdot 10 \text{ км}$	Калорисское (?)	Морской (океанический)	?	Формирование "морского" бассейна Калорис	Формирование радиально-концентрической системы в пределах купольного вздутия бассейна Калорис	Формирование "эпиконтинентальных" траппо-подобных базальтовых покровов в районе ударного бассейна Калорис
Сжатие $\Delta R = n \cdot 10 \text{ км}$	—	Контракционный	?	Формирование планетарной системы взбросо-надвигов		
?	—	Первично-континентальный	4	Ударное мегабрекчирование коры		
			4,6	Формирование первичной коры		
Марс						
Сжатие $\Delta R = 1-2 \text{ км}$	—	Современный	1			
Расширение $\Delta R = n \cdot 10 \text{ км}$	Фарсидское (западное)	Фарсидский	?	Развитие купольно-вулканических поднятий Фарсида и Элизий и вулканическое обновление "океана"	Формирование крупных рифтовых впадин в районе поднятия Фарсида	Формирование примитивных линейных океанических депрессий в районе поднятия Фарсида
			2		Формирование узких грабенов в районе поднятия Фарсида	
			?		Формирование циркумисидского пояса узких грабенов	
			3		Формирование Трансализийского пояса грабен-капдер	
Сжатие			?	Пауза в эндогенной активности		
Расширение $\Delta R = n \cdot 10 \text{ км}$	Северное	Океанический	4	Формирование океанической депрессии	Вулканическое обновление континента	Формирование северной планетарной депрессии с переработанной первичной корой
?	—	Первично-континентальный	4,6	Ударное мегабрекчирование коры	Формирование густой сети рифтов в переходной зоне	
				Формирование первичной коры		

I	II	III	IV	V		VI	VII
Венера							
Расширение (?)	Бетавское (?)	Формирования молодых континентов	?		Формирование пояса подлунный Бета-феба	Формирование Деванского рифтово-вулканического пояса	—
	Северное (?)				Формирование подлуния Иштар	Формирование Восточно-Иштарской рифтовой системы	—
	Афродитское			Афродитский	Формирование подлуния Афродита	Формирование Афродитской рифтовой системы	—
Расширение (?)	?	Океанический	?		Формирование системы океанолодбных депрессий	Формирование сети внутриконтинентальных рифтов (?)	Формирование планетарных депрессий со слабо преобразованной корой
?	—	Первично-континентальный		Ударное мегабрекчирование коры		—	—
				Формирование первичной коры		—	—
Земля							
Расширение	Южное	Континентально-океанический		Обновление Тихого океана	Формирование вторичных океанов	Формирование современных рифтов	Формирование "спрединговых" океанов
Сжатие	—			Эпоха кратонизации коры		—	—
Расширение	Северное	Геосинклинально-платформенный	1	Обновление Тихого океана	Формирование океан-геосинклиналей и сети рифтов	Формирование сети авлакогенов в пределах платформ и по их периферии	Формирование линейных океан-геосинклиналей с новообразованным и переработанным фундаментом
Сжатие				Эпоха кратонизации коры		—	—
Расширение	?	Протогеосинклинально-протоплатформенный	2		Формирование сети рифтов и авлакогосинклиналей	Формирование "тектоно-магматических" рифтов и узких рифтогенных трогов	Формирование узких интракратонных линейных океанолодбных впадин с переработанным и новообразованным фундаментом
Сжатие				Эпоха кратонизации коры		—	—
Расширение	Тихоокеанское	Первично-океанический	3	Формирование Тихоокеанской депрессии	Формирование густой сети рифтов	Расчленение рифтами (современные гранулитовые пояса) первично-континентальной коры на плиты. Внутриплитный рифтогенез	Формирование впадины Тихого океана с переработанным фундаментом
?	—	Первично-континентальный	4	Эпоха кратонизации коры		—	—
				Ареальный риолит-андезитовый вулканизм		—	—
				Ударное мегабрекчирование коры		—	—
				Формирование первичной коры		—	—

Примечание. I — предполагаемые изменения объема планеты; II — полушарие, в пределах которого сосредоточены основные тектонические процессы ("активное полушарие"); III — мегаэтап эволюции планеты; IV — возраст, млрд. лет (для Меркурия, Марса и Венеры — ориентировочный); V — важнейшие события в геологической истории; VI — характер рифтогенеза; VII — характер океаногенеза.

2 р. 80 к.

4308